

PÉCSI MÁRTON

# GEOMORFOLÓGIA ÉS DOMBORZATMINŐSÍTÉS









**GEOMORFOLÓGIA  
ÉS  
DOMBORZATMINŐSÍTÉS**



Magyar Tudományos Akadémia  
Földrajztudományi Kutató Intézet

Szerkesztette:  
**MAROSI SÁNDOR**



**PÉCSI MÁRTON**

**GEOMORFOLÓGIA  
ÉS  
DOMBORZATMINŐSÍTÉS**

**BUDAPEST, 1991**



Kivitelezésben közreműködtek:

EVERS KRISZTINA, KERESZTESI ZOLTÁNNÉ, MOLNÁR MARGIT,  
NÉMETH JÓZSEF, PORTÖRŐ LAJOSNÉ, POÓR ISTVÁN,  
SZENTINÉ NAGY MÁRIA, TÁRKÁNYI LÁSZLÓNÉ

© MTA Földrajztudományi Kutató Intézet 1991.  
H-1388 Budapest Andrássy út 62.

Minden jog fenntartva: a kiadó hozzájárulása nélkül sem a könyv egésze, sem részei  
semmilyen módon nem sokszorosíthatók, beleértve fénykép, xerox és egyéb reprodukciós  
módszereket is.

Első és hátsó borítón fotó: Vajda E. 1958.

ISSN 0139 – 2875  
ISBN 963 7395 26 1

Készült az MTA Földrajztudományi Kutató Intézetben  
Felelős kiadó: Bérényi István intézeti igazgató



## TARTALOM

Előszó . . . . .	7
A mozgóvíz eróziós formái . . . . .	9
A magyarországi Duna-völgy teraszai és szintjei . . . . .	36
Folyóteraszok deformációi és a tektonikus törések . . . . .	48
Felszínmozgásos folyamatok (derázió) . . . . .	58
Lejtőmorfológia és negyedidőszaki lejtőüledék-képződés . . . . .	82
Tönkös sasbérc a Magyar-középhegységben . . . . .	112
Geomorfológiai szintek a Magyar-középhegységben . . . . .	121
A magyar középhegységek lepusztulásszintjei, különös tekintettel a pedimentképződésre . . . . .	139
Pliocén-pleisztocén hegyláb felszín és hordalékösszetétel a Mátraalján . . . . .	147
A vörösayagok geomorfológiai helyzete és földtani kora . . . . .	151
A mérnöki geomorfológia problematikája . . . . .	158
Negyedidőszaki üledékek kutatásának mérnökgeológiai vonatkozásai . . . . .	161
A domborzati egyensúly megváltozása az ember műszaki-gazdasági tevékenysége következtében . . . . .	175
Domborzatminősítés és tematikus térképezés . . . . .	184
Magyarország geomorfológiai térképei . . . . .	236
A dunai országok geomorfológiai térképe . . . . .	245
A vértesszőlősi alsópaleolit lelőhely geomorfológiai helyzete és kora . . . . .	269
Tárgymutató . . . . .	289
Táblázatok jegyzéke . . . . .	292
Ábrák jegyzéke . . . . .	293





## Előszó

Azt hiszem, túlzás nélkül mondható, hogy PÉCSI MÁRTON, az MTA rendes tagja több mint négy évtizedes tudományos pályafutása során nem csupán a magyar geográfia kiemelkedő egyéniségévé vált, hanem egyik legtermékenyebb, legtöbbet publikáló szakírójaként is tekinthető. Még a magyar nyelven ugyan rendkívül eredményesen, élvezetes stílusban publikáló, ezáltal kora széles közvéleménye előtt jól ismert CHOLNOKY JENŐt is „lekörözte” az idegen nyelven, külföldön megjelent publikációk tekintetében. Ehhez kétségkívül hozzájárultak a kibővült lehetőségek, az intézményes szakmai kapcsolatok, a világ összeszűkülése. Az elmúlt évtizedek nemzetközi földrajztudományi kapcsolatai, együttműködései, kongresszusok, konferenciák, szimpóziumok, szemináriumok gyakran megrendezésre kerülő hosszú sora, fórumai tág teret adtak vezető magyar geográfusok szóbeli és írásos megnyilatkozásainak. Ezekkel a lehetőségekkel PÉCSI MÁRTON példamutatóan élt is, méltán szerezve magának és a magyar földrajztudománynak jó hírnevet. Az elismerés formája számos nemzetközi szervezetben viselt tagság, vezető szerep mellett kiterjedt előadói és publikálási lehetőség, sőt kötelezettség.

A fentiekből adódóan PÉCSI számos olyan tanulmányt is írt, amely *csak idegen nyelven* látott napvilágot, ill. legalábbis csak részben jelent meg azonos tartalommal és formában magyarul.

Emellett a magyarul közölt tanulmányok egy része is csak kevés példányszámú, ill. nem földrajzi, tehát geográfusok számára *nehezebben hozzáférhető* folyóiratokban, részben egyetemi jegyzetekben jelent meg.

A fentiekből következik, hogy ebben a tanulmánygyűjteményben olyan értekezéseket igyekeztünk közzétenni, amelyek a magyar olvasók érdeklődésére tarthatnak számot, akik így egy helyen találhatják meg a szerző jórészt csak idegen nyelven megjelent, de a geomorfológia és a domborzatminősítés, tematikus térképezés általa kiemelten művelt témakörébe tartozó, ilyen irányú tevékenységéből ízelítőt adó kutatás-eredményeket.

A közölt 17 tanulmány valóban csupán ízelítő a szerző sokszínű, tematikailag is változatos tudományos munkásságából. Tekintse a t. Olvasó ezt a kötetet olyan „geomorfológiai olvasókönyv”-nek, amely a szerző nemzetközileg is megbecsült szakírói tevékenysége tükrében egyúttal képet ad a geomorfológia mindenkori időszakok irányzatairól, amelyek kimunkálásában és művelésében éppen PÉCSI MÁRTONnak nagy érdemei vannak.

Hogy ez jobban érzékelhető legyen, az egyes tanulmányok címéhez tartozó lábjegyzetben az eredeti (idegen nyelvű) cím mellett a megjelenés helyét és idejét is megadjuk.

A tanulmányok itteni közlési sorrendjében a fentiek miatt eltekinthettünk az időrendiségtől. Célszerűbbnek tűnt bizonyos tematikai válogatás és rendszerezés. Eszerint a tanulmányok nagyjából az alábbi *tematikai rendben* követik egymást:



- Az első három értekezés a mozgóvíz által kialakított formák általános földrajzi bemutatása után völgyfejlődéstörténeti és teraszmorfológiai vizsgálati eredményeket ölel fel, a szerző kedvenc kutatási területéről. E témakörből szerezte ifjú korában egyetemi doktori, majd kandidátusi fokozatát.

- A lejtős tömegmozgásos folyamatokat és az általuk létrehozott üledékeket, formákat kutató PÉCSI e témakörből nyert akadémiai doktori fokozatot.

- A tevékenységének előbbi körét reprezentáló tanulmányokat követően ugyancsak általános geomorfológiai értekezések jönnek sorra, amelyek a geomorfológiai szintekkel, a tönkösödéssel, a lepusztulásfelszínekkel és az azokat eredményező folyamatokkal, pedimentációval, hegylábfelszínnek képződésével foglalkoznak.

- A már kora ifjúságától a tudományos eredmények gyakorlati hasznosíthatóságát is szem előtt tartó, azt tudatosan elősegíteni szándékozó PÉCSI MÁRTON természetesen lett a mérnökgeomorfológiai irányzat megteremtője, nemzetközi híru szak tekintélye. Az ezt e kötetben is tanúsító elvi tanulmánya, a löszök és egyéb negyedidőszaki üledékek neves kutatójának nemzetközi szintű alapkutatásain túl (ami többek között az INQUA Löszbizottság elnöki funkciójának háromszor négy éves ciklusban való megújításában is magas külföldi elismerést jelez) a gyakorlati vonatkozásokat számba vevő értekezése és az akadémiai levelező taggá választást követő székfoglalója újabb állomást jelez az életpályán és tanulmánykötetünkben is.

- Ugyancsak a tudomány és a gyakorlat kapcsolatának hatékonyságát hivatott fokozni a domborzatminősítés és a geomorfológiai, később komplex környezetminősítő térképezés, amely irányzat e kötetben is helyet kapott, jeles művelőjének pedig az MTA rendes tagjává választásán kívül számos hazai és nemzetközi elismerést hozott.

- Tudatosan került a tanulmánykötet végére a vértesszőlősi ősember lelőhelyével foglalkozó geomorfológiai tanulmány; hiszen szinte jelképes, hogy a sokoldalú geográfus több rokon tudomány eredményeit is gazdagítva, (pl.) a régészet számára is jelentős felfedezéssel-geomorfológiai kutatáseredményekkel adott fontos alapokat, kutatási lehetőségeket.

E tanulmánygyűjteményt közreadva, egyrészt remélem, hogy olvasói egy kötetben belül jutnak hasznos, sokoldalú ismeretekhez, másrészt szak- és pályatársai, munkatársai, barátai, tanítványai nevében éppen akkor köszöntjük kiadványunkkal az alkotóereje teljében lévő PÉCSI MÁRTONT, amikor a Magyar Tudományos Akadémia négy évtizede létesített Földrajztudományi Kutató Intézetének alapító tagjaként, 28 esztendeje igazgatójaként utóbbi tisztségétől megválik. Folytatja azonban — szakmánk és művelői öröme — tudományos tevékenységét, amihez további jó erőt, egészséget, töretlen alkotókedvet kívánunk.

Budapest, 1990. december havában

MAROSI SÁNDOR



## A mozgóvíz eróziós formái\*

Az erózió (latin: erodere) fogalmán tágabb értelemben a Föld felszínén működő exogén folyamatok — folyóvíz, tenger hullámverése, hó, gleccser, szél, kőzetek mállása — együttes, domborzatalakító tevékenységét értik. Az ilyen széles fogalomhasználat egyes szakszótárak szerint megfelel a domborzat degradációja, ill. általános denudációja terminus technikusknak. Ezzel szemben szűkebb értelemben az erózió fogalmát a lineáris pályákon mozgó folyóvíz domborzatformáló tevékenységére — az ún. fluviális erózióra — alkalmazzák. A dinamikus geomorfológiai és geológiai szakmunkák és szótárak többsége az eróziós folyamatokat a domborzat általános lepusztulása, ill. degradációja részének tekinti. Eszerint az erózió hatóerői: a felszíni (felszín alatti) folyóvizek, tengerek, tavak áramlása, hullámverése, a hó, a gleccser és a szél anyagmozgató, domborzatformáló tevékenysége. Az erózió leggyakoribb interpretációja szerint e fogalomba tartozik a domborzat kivésése, a törmelékanyag elragadásának és szállításának a folyamata is, de a mállott hordalék lerakódására (deposition) már a *szedimentáció* kifejezést alkalmazzák. Egyes európai iskolák ilyen értelemben használják az *akkumulációt*. Így gyakran használt fogalompár az erózió és *akkumuláció* — fluviális erózió és fluviális *akkumuláció* —, míg az általános lepusztulással (destruction, degradation) szemben a hordalék végső felhalmozódása, a *szedimentáció* áll (1. táblázat).

A földfelszínen a fluviális eróziós működést a víz állandó körforgása biztosítja, amelynek motorja a napsugárzás. A globális légcirkulációs rendszer az óceánok óriási vízfelületéről a sugárzási hő hatására a légkörbe emelkedő párat a kontinensek fölé szállítja, és ennek jelentős része csapadék formájában a földfelszínre hull. Az eső-, jég- és a hóolvadékvizek egy része a klímától, a domborzati, litológiai viszonyoktól és a növényzeti fedettségtől függő mennyiségben, a lejtő irányában elfolyik. A domborzaton mozgó víz az említett körülményektől függően, és közvetlenül a lejtő, a vízmennyiség és a sebesség növekedésének arányában fejt ki eróziós tevékenységét. A domborzatra lehullott csapadékvíz gravitációs — helyzeti potenciális — energiája a lejtős felszíneken kinetikus energiát fejt ki.

\*Erosion by water.— Pollution and Water Resources: Columbia University Seminar Series. Vol. XIII. Part 2. (Ed. G. J. HALASI-KUN). Pergamon Press. 1980. pp. 131—153.



1. táblázat. A földfelszíni külső (exogén) folyamatok

Ható- erők	folyamatai tevékenysége	Aprózódás <sup>1</sup> és talajvízmozgás <sup>2a</sup>	Lejtés tömegmozgás		Mederben mozgó víz	Tó-, tengervíz- mozgás
			spontán tömegmozgás	felületileg mozgó víz		
A) Az anyag előkészítése a szállításra	fizikai fagy- inszolációs mechanikai aprózódás kémiai oldódás, hidratáció dehidratáció, oxidáció redukció, (de)kalcifikáció molekuláris nyomás mállás	a mozgásban levő anyag felaprózódása a mozgásban levő anyag kopása törmelékhalmoz-képződés talaj-, közetfellazítás	oldódás csapadék- víz lemosása (lamináris turbulens)	a mozgatott anyag felaprózódása a mozgatott anyag koptatása (attríció) <sup>4</sup> kavics-, görgelék-képződés lebegtetett hordalék és oldatképződés		
B) A mozgó közeg (médium) tevékenysége	korrozó exfoláció cementáció evaporáció karsztosodás, közetek mélyreható elmál- lása, lateritesedés, kriotur- báció, negeláció	gravitációs anyagmozgás (esés, omlás, gördülés) képlekeny anyagfolyás, tömegcsúszás, csuszamlás	gravitációs anyagmozgás (esés, omlás, gördülés) képlekeny anyagfolyás, tömegcsúszás, csuszamlás	hidraulikus akció lamináris { áramlás turbulens { folyás { rohanás { hullámmnyomás { hullámverés { áramlás { lamináris { turbulens konvekciós mozgás árapály, seiche		
C) A mozgatott anyag tevékenysége (és szállítás módja)	gravitációs kapilláris ozmotikus jégkristály növekedés stb.	felületi lefordás, <sup>3</sup> lealacsonyít- ás, lejtőkiegymenlítés (depla- náció) korrozó korrozó kurrosodás	felületi lefordás, <sup>3</sup> lealacsonyít- ás, lejtőkiegymenlítés (depla- náció) korrozó korrozó kurrosodás	anyagelragadás (fluviarapció) völgybeágódás, szélesítés, terasz-képződés, völgyközi hátak, gerincek lealacsonyítása (deplanáció) vertikális { korrozó laterális { abrázió { korrozó { laterális { horizontális ugráltatás, görgetés, tasztás, lebegtetés, oldás, ülepítés		
D) Az anyaglerakódás tevékenysége	sókiválás vaskiválás mészkiválás bepárolódás agyagbemosódás cseppkiválás stb.	lejtőüledék-sorozat kollapsziális kolluviális delapsziális szolifluxiális lejtőkiegymenlítés	lejtőüledék-sorozat kollapsziális deluviális proluviális szolifluxiális lejtőkiegymenlítés	folyóvízi üledéksorozat fluvialilis fluvio-lakusztikus fluvio-paludális fluvio-litorális völgy-, medence-, síkság-, partfeltöltődés	tengeri-tavi üledéksorozat paludialis, lakusztikus lagunális, litorális neritikus, batialis, abisszikus, pelagikus medencék, selfek, parti síkságok feltöltődése	
(a p p l a n á c i ó)						
Nivelláció	letaroló folyamatok	eluviáció	derázió	folyóvízi e r ó z i ó		tengeri-tavi z i ó
	felhalmozó folyamatok	D E N U D Á C I Ó				
		detríció		folyóvízi (alluviáció)	tengeri	
				akkumuláció		
S Z E D I M E N T Á C I Ó						



Légmozgás	Hő-, jégmozgás	Biogén <sup>1</sup> folyamatok	Antropogén <sup>2</sup> behatások	Megjegyzés
kőzettelaprózódás attríció hatására hordalék- gömbölyödés defláció hatására homok és por szétválászlódás	anyagfelaprózódás mozgatott hordalék kopása görgeték- és morénahalmaz képződés	talajképződés podzolosodás humuszosodás gyökérenyomás, réselés stb. aprózódás, mállás különböző organikus mikroorganikus behatásra elrothadó organikus anyagok	mesterséges talaj: közettör- melek hulladék- stb. gyártás, felhalmozás, szántás	<sup>1</sup> fizikai-kémiai <sup>2</sup> közetrésvíz is beleértendő <sup>3</sup> és kémiai folyamatok <sup>4</sup> fizikai folyamatok
aerodinamikai akció áramlás légmozgás felmelegítés lehűtés elektromos kiszülés	firnesedés, olvadás (abláció), stacionárius gleccsermozgás, tömegnyomás, szakítás exaráció	biológiai aktivitás pl. gyökérenyvények ozmotikus nyomás biológiai növekedés, elterjedés, elhalás, anyagcsere földalatti állatjáratok, állattapasos, állatépítmények	antropogén aktivitás társadalmi munka	<sup>5</sup> beleértve a szuffózió és a barázdálódás, embriónális völgyképződés tevékenységét is
anyagelhordás, elragadás (defláció)	(deterózió, detrakció)	vegetatív tevékenység	a domborzat és a természeti folyamatok átalakítása, befolyásolása antropogén tájelemek létesülése	<sup>6</sup> A meteoritok extra- terresztrikus pusztító és anyagfelhalmozó tevékenységét szintén ide soroljuk
völgyek, medencék, síkságok, maradványformák képzése	völgyek, medencék, síkságok, maradványformák képzése, völgyközi gerincek lealaco- nyítása		kézi erő gépi erő	
három dimenzionális	korrázió — vertikális, laterális abrázió — laterális, horizontális	biolit sorozat terresztrikus-biogén paludális-biogén lakusztikus-biogén litorális-biogén (korallzátony építés...)	antropogénit mesterséges feltöltések, hányók stb.	
ugrálítás, görgetés, tasztítás, lebegtetés	vonszolás, tasztítás, csúsztatás	medencék, parti síkságok feltöltése		
eolikus sorozat eolikus fluvio-eolikus paludal-eolikus litoral-eolikus	glaciális sorozat gleccserlerakódás jégtakaró felhalmozódás fluvio-glaciális glaciál-lakusztikus			
medencék, síkságok hegylábak feltöltése	morénasíkságok, medencék, völgyek feltöltése			
(a p p l a n á c i ó)				
eolikus	glaciális	biogén	antropogén	
e r ó z i ó		„erózió” v. exkaváció <sup>6</sup>		
D E N U D Á C I Ó				
eolikus	glaciális	biogén	antropogén	
akkumuláció		depozíció		
S Z E D I M E N T Á C I Ó				



## 1. Felületi erózió és árkoló erózió

A lejtőkön lefolyó csapadékvíz végzi a legáltalánosabb domborzatformálást, letarolást és anyagszállítást. Különböző mértékben csaknem minden éghajlati övben tevékeny exogén folyamat. Ahol a gyér növényzetű lejtős domborzatra bő csapadék hullik, ott a felületi víz lefolyása a laza kőzetet vagy talajt felületileg erodálja. A *lejtőleemosás* által erodált talajhordalék a szállítás folyamatában a lejtő szögének csökkenésétől, vagy a növényborítottságtól függően a lejtő egyes szakaszain is felhalmozódhat (*kollúvium*, *delúvium*).

*Árkoló (gully) erózió* lép fel a hegylábfelszínek és a dombságok azon erősebb lejtőszakaszain, ahol a felületileg lefolyó víz egyes barázdák mentén koncentrálnak és intenzívebben bevágódik. Az így képződő 5—15 m-es árkokat időszakos vízfolyások formálják, amelyekben hirtelen záporok, hóolvadékvizek nagy mennyiségű hordalékot mozgatnak. A vízhozam gyors ingadozása miatt a vízmosásos árkok egyes szakaszain belül is és a lejtő alján képződő hordalékkúpon is nagyon különböző szemcsenagyságú hordalék — agyag, homok, kőzettörmelék — rakódik le, térben egymástól elkülönítve, de nem ritkán egymással keveredve. Az üledéksorozat neve *prolúvium*. Ha a törmelék-kúpban sok a durva kőzettörmelék, és többé-kevésbé már összecementálódott, fanglomerátnak nevezik. Az árkoló erózió különösen veszélyezteteti a mérsékelt övben a művelés alatt álló löszfedte lejtős felszíneket.

Hasonló folyamattal eróziós árkok alakulnak ki a csapadékos és száraz évszakkal jellemzett (szubhumidus) trópusi övben is, ahol a felszín alatt mélyen elmállott, kaolinosodott kőzetekbe a lejtőn koncentrálnak csapadékvíz több m-nyire bevágódik. Helyenként a felszínt olyan sűrűn behálózzák a kisebb-nagyobb eróziós árkok, hogy az eredeti térszínből alig marad meg valami. Az ilyen terület járhatatlanná, művelhetetlenné válik, innen a neve is: *badland*. E jelenségek többnyire jelenkoriak és legtöbb esetben antropogén hatásra nagyon gyorsan jönnek létre ott, ahol a mezőgazdasági művelés, vagy az úthálózat — pl. földutak, útbevágások stb. — kiképzése során nem vették tekintetbe a felületileg lefolyó víz koncentrálnak és bevágódásának veszélyét. Az évente mintegy 5—15 m-t hátráló árkokban a nagyobb esőzések, vagy éppen katasztrófális záporok idején sáros víz, kőzettörmelék áradat rohan a lejtő alá, ahol útszakaszokat és útmenti csatornákat, esetenként települések úthálózatát temeti el. Löszös kőzetben az árkok szabályozása nagy körülmények között igényel, mert a helyi adottságoknak meg nem felelő beavatkozás a löszben karsztos-szuffúziós jelenségek, partomlások kialakulását idézheti elő. Leghatásosabb védekezést az árok vízgyűjtőjén lehet elérni. Biztosítani kell, hogy minél kevesebb vízfolyás érkezzon az árokrendszerbe.

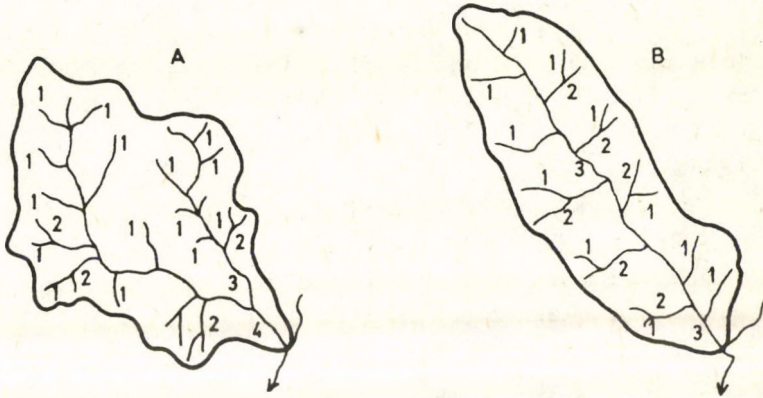
A felületi lemosás és az árkoló erózió együtt és külön-külön is a talajerózió leggyakoribb részfolyamatait alkotják.



## 2. Vízhalózat és domborzat

A kontinensek felszínére lehulló csapadékvíznek egyharmada kisebb-nagyobb vízfolyások hálózatán keresztül eljut az erózióbázisig (óceánokig, tavakig). A folyóvíz-hálózat geomorfológiai vetülete a völgyhálózat, melyet különböző rendű folyórendszerek alkotnak.

Adott folyórendszerben a vízfolyásokat egymásba ömlésük sorrendjétől függően hierarchikusan rangsorolják is: első- (I.), másod- (II.), harmad- (III.)... rendű vízfolyás. Az *elsőrendű vízfolyás* a legkisebb, mellékága nincs, a másodrendű folyó, két elsőrendű vízfolyás egyesüléséből keletkezik... és így tovább (1. ábra).



1. ábra. A vízfolyások száma és rendősége, vízfolyás-sűrűség vázlata LEOPOLD—WOLMAN—MILLER szerint (1964)

„A” és „B” vízgyűjtő azonos vízfolyás-sűrűségű területek:

„A” vízgyűjtő területe = 47

„A” vízfolyások hossza = 77

„A” vízfolyások sűrűsége = 0,61

„A” vízfolyások száma = 24

„B” vízgyűjtő területe = 44

„B” vízfolyások hossza = 72

„B” vízfolyások sűrűsége = 0,61

„B” vízfolyások száma = 18

18 → 1 rendű ← 11

4 → 2 rendű ← 6

1 → 3 rendű ← 1

1 → 4 rendű ← 0

Meghatározott, pl. harmadrendű vízfolyásokhoz hasonlóképpen harmadrendű vízválasztók tartoznak. Az alacsonyabb rendű vízválasztók adott esetben homogén felépítésű és tulajdonságú domborzatot, ún. *geomorfológiai egységet* határolhatnak el, amely egyúttal (*homogén*) vízgyűjtő medence is. A vízfolyásokat, vízrendszereket a domborzat hordozza, de a vízgyűjtő medencét a folyóvízi erózió maga is formálja, tovább alakítja.



geomorfológiai, a kőzettani, az éghajlati és a növényzeti tényezők együttesen szabják meg. A *vízfolyások* fontos eróziós tényezői: vízhozam, vízsebesség, hordalék, folyóhossz, folyók száma, sűrűsége, egymásba szövődésük (textura), esésük (gradiens) stb. mérhetők, vagy térképről kiszámíthatók, így ezekből a vízgyűjtő területén bekövetkező változásokra lehet következtetni. A folyóhálózat metrikus elemzése és jellemzése különböző mérnöki feladatok megoldásához használatos.

A mérnöki gyakorlatban először R.E. HORTON (1945) ábrázolta egyszerű geometrikus összefüggésekkel az azonos rendű folyók *hossza és száma* (2/A, B. ábra), ill. a *vízgyűjtő terület* közötti arányt (2/C. ábra), mellyel a különböző fejlettségű vízhálózat grafikus mennyiségi összehasonlítására nyújtott lehetőséget. A *vízfolyások hosszán* egy vízgyűjtőhöz tartozó meghatározott rendű folyók planimetrikusan mért hosszát ( $L_u$ ) értik. A folyók száma az egy vízgyűjtőn belüli azonos rangú folyók mennyiségét jelenti ( $N$ ).

A domborzat vízhálózatának sűrűségét az egyes vízgyűjtőkön belül a folyóhosszak összegének ( $L$ ) és az összterületnek ( $A_d$ ) a hányadosával ( $L/A_d$ ) fejezik ki. A két szomszédos folyómeder közötti távolság átlagát a *vízhálózatsűrűség* képletének reciproka ( $A_d/L$ ) adja meg.

A vízhálózat fejlettségére utaló érték a *folyóelágazási arány* (HORTON-féle bifurkációs arány [ $F_b = N_u/N_u + 1$ ]).

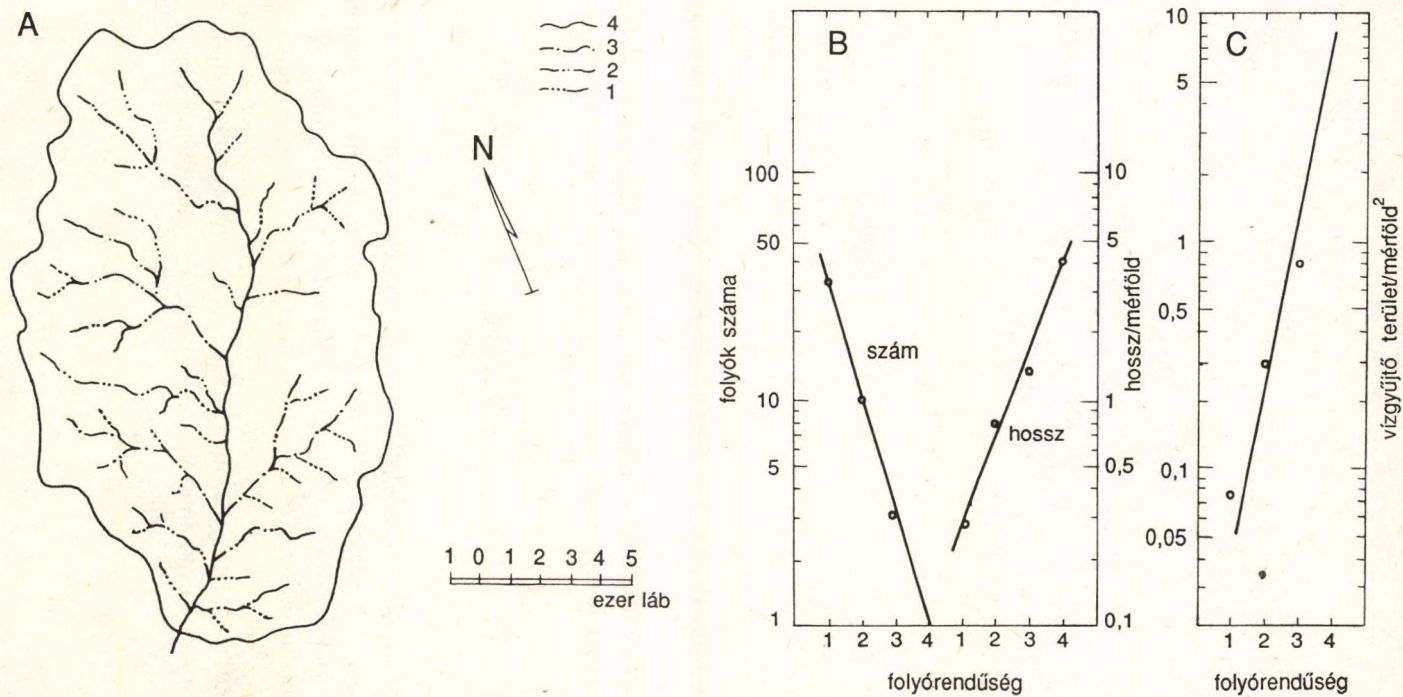
A domborzat és a vízhálózat kapcsolatának mennyiségi elemzésére újabban számos más értékelést is alkalmaznak (A.N. STRAHLER 1958, L.B. LEOPOLD—M. G. WOLMAN—J. P. MILLER 1964).

### 3. A vízfolyások, völgyek hossz-szelvénye

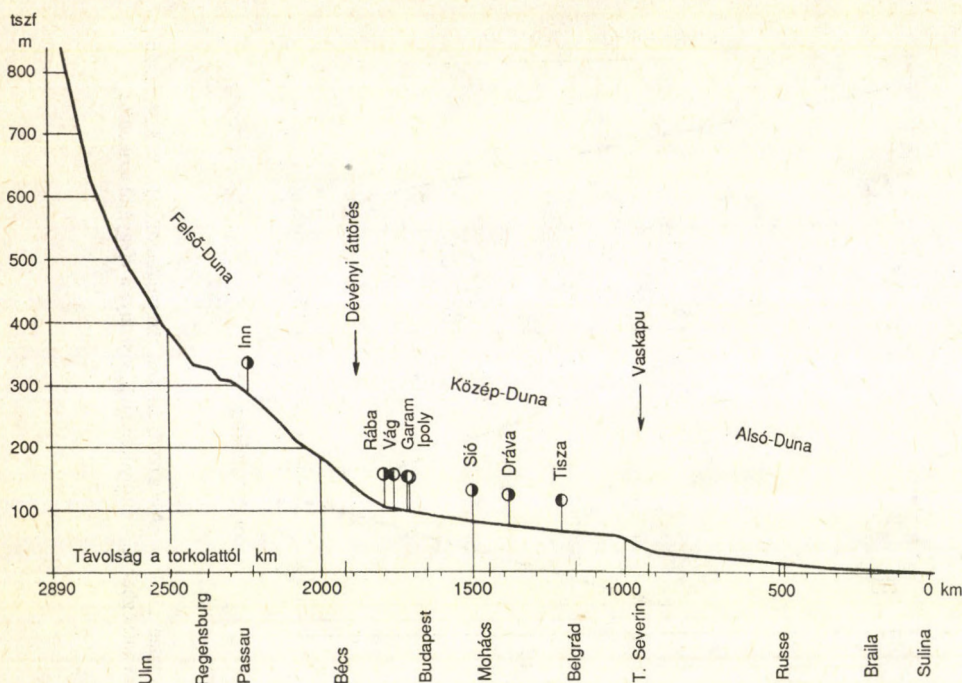
A vízfolyások eróziós tevékenységének tendenciájára fontos következtetések vonhatók le a folyó hossz-szelvényének, az ún. *tényleges esésvonal* görbéjének a vizsgálatából. A *tényleges esésgörbe* (3. ábra) a nagy folyóknál nem egyenletes, megtöréseket mutat. Kisebb folyókon vagy egyes folyószakaszokon, ahol pl. a vízfolyás saját törmelékében alakította ki a medrét, szabályos futású parabolikus esésgörbe, ill. görbe szakasz formálódhat ki. Az ilyen folyóhossz-szelvény a *normális esésgörbe*, ezen lefelé minden egyes ponthoz kisebb esés tartozik, mint a felette levőéhez. A folyók nagy része azonban teljes hosszában, a kőzetek különböző ellenállósága, a geológiai szerkezet befolyása stb. miatt, a normális esésgörbe kialakításáig ritkán jut el. Ilyen esésgörbe kialakítására kényszerülnek a folyók az adott szubsztrátumon a vízjárás és a hordalék- (termelődé) szállítás megszabta erőtevényezők hatására.

Az *esésgörbe szöge* nagy, ha sok a hordalék és kevés a vízhozam. Szabály az, hogy a hordalékmenyiség csökkenése és a vízhozam növekedése arányában az esésgörbe szöge állandóan csökken. Ilyen helyzet csak közel azonos földtani-alaktani felépítés és





2. ábra. Horton-féle vízhálózat-elemzés (LEOPOLD—WOLMAN—MILLER nyomán, 1964.) — A = a példának vett vízgyűjtő terület 1., 2., 3., 4. rendű vízfolyásokkal; B = a vízfolyások számának és hosszának viszonya a folyórendűséghez; C = a folyórendűség viszonya a vízgyűjtő területhez



3. ábra. A Duna hossz-szelvénye

erre kedvező éghajlati adottságok között alakul ki. Ez esetben a fenti szabály érvényesülésével számolni nemcsak lehet, hanem kell is.

#### 4. Folyóvízi erózió

A kontinensek domborzatát formáló exogén folyamatok közül a folyóvízi erózió tevékenysége a legnagyobb, sőt a DAVIS-i *eróziós ciklustan* értelmében a domborzat lepusztulását — közel az erózióbázis szintjéig —, a peneplénné válást, a folyóvízi eróziós folyamatok domináló működésével magyarázzák. A csapadékvíz a gravitációs erő hatására a lejtést követve eleinte felületileg folyik le, majd a lefolyó víz koncentráliódik és medreket formálva behálózza az egész domborzatot. A kis vízfolyások medrei a lejtőn fölfelé hátrálva nőnek, a folyás irányában pedig laterális erózióval szélesednek és mélyülnek.



### a) A medererózió tényezői

A hordalékkal és oldatokkal terhelt, mederben áramló víz tevékenységét általános kifejezéssel *folyóvízi erózió*nak nevezik. Ha azonban a folyóvízi erózió tevékenységét nem összegzetten, hanem differenciáltan, a *mederbeli részfolyamatok* szerint vizsgáljuk, akkor azt további részfaktorokra kell bontanunk.

A mederben turbulensen (ill. laminárisan) mozgó víz — az ún. *hidraulikus tevékenységgel* — mechanikailag fellazítja és magával ragadja a meder anyagát. A meder partfalának szaggatásában, az oldalezó erózióban az irányító, okozati szerepet ez az erő játssza. A folyóvíz elragadó erejét egyesek *fluviorapciónak* (W. N. THORNBURY 1969), mások, főként a vízmérnöki gyakorlatban *hordalékmozgató erő*nek is nevezik. Ez azonban nem vehető azonosnak a medererózió teljes tevékenységével. A folyómederben örvény alakulhat ki, amely egy helyen állandósulhat is. Az ilyen vízörvények, még ha a hordalék kevés is, evorziós üstöket, mély bemélyedéseket formálnak a meder fenekén vagy oldalán.

A folyóvíz oldja és kémiaiilag mállasztja a meder falának kőzeteit. Ez az ún. *korrozíós tevékenység*, leglátványosabb szerepét a mészkőágyas mederben fejt ki, de jelentősége más kőzetek esetében is számottevő lehet.

A mederben a mozgott kőzettörmelék koptató hatása igen jelentős, a mederágy kivésésének legfontosabb eszköze. Ez a tevékenység a *mederkorrozio*, amelyet egyesek a folyóvíz bevágó, mélyítő eróziójával azonosítanak (H. BAULIG, A. N. STRAHLER stb.). A mederfenéken mozgó kavics pedig az ún. *mederabrázíós* tevékenységgel csiszolja simára a meder sziklaágyát.

A mozgásban levő görgetett hordalék nemcsak a mederágyat súrolja és mélyíti, hanem a kavicsok az egymással való érintkezés, ütközés közben kopnak és elaprózódnak. Ez a *hordalék attríciója* a meder eróziós tevékenységére jelentős kihatású.

A *meder eróziós állapota* — mélyülő, feltöltődő, vagy egyensúlyi meder — sok tényezőtől függ, de ezek között a legfontosabbak a meder anyaga, a hordalék mennyisége és szemcsenagysága, az áramló víz mennyisége és sebessége.

A folyómederben az eróziós tevékenység árvíz idején a legnagyobb. A megfigyelések szerint a meder formálódása, mélyülése, horizontális elmozdulása túlnyomó részben az árvizek idejére esik. Ez elsősorban a szélsőséges vízjárású folyók medrére vonatkozik. Mindenesetre hangsúlyozott és nagyon általános *geomorfológiai szabály az árvizek nagy mederalakító, erodáló és hordalékszállító szerepe.*



b) A meder eróziós állapota, a folyóvízi erózió formái:  
völgyképződés—domborzatalakulás

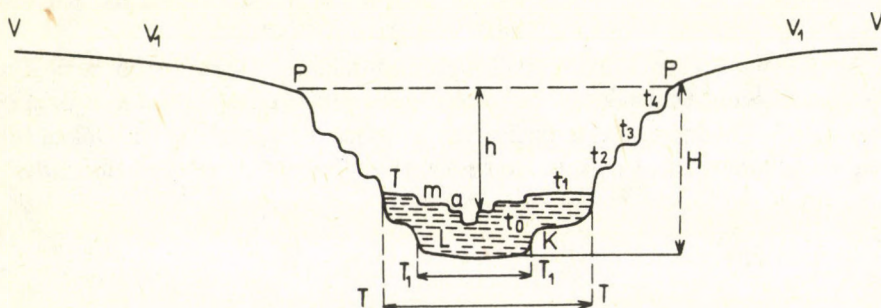
Korábban általában magas hegységi, dombsági és síksági folyószakaszokat különböztettek meg. A magas hegységekben a folyók rendszerint tartósan mélyítő eróziót fejtenek ki és többnyire V alakú völgyeket formálnak. A síksági szakaszokon a folyó rendszerint feltöltő, alluviális síkságokat, igen széles ártereket, esetenként hordalékkúpokat, ill. deltákat épít. Az ilyen osztályozás azonban sok esetben nem elégséges. Hosszabb ideig egyensúlyban vagy feltöltődésben levő mederszakasz ugyanis előfordul a magas hegységek nagy völgyeiben is, viszont gyakori a síksági és dombsági folyószakaszokon az egyensúlyi mederállapot is. A fluviális folyamatok hatása a folyómederben időben (szezonálisan és szekulárisan) és folyószakaszonként is különböző lehet, mivel a folyók hossz-szelvénye mentén a természeti környezet több faktora is megváltozik. Ezért a mederben végbemenő erózió hatásfoka — a medererózió állapota — a meder, a völgytalp és a völgy (ill. környező domborzat) eróziós formáinak együttes vizsgálata alapján ítéltethető meg.

A völgy- és mederviszony három fő típusa:

1. dominálónan bevágódó meder, meredek lejtőjű, mély völgyekben;
2. periódikusan váltakozó eróziós állapotú mélyülő-épülő meder, tál keresztmetszetű völgyekben;
3. feltöltődő, ill. egyensúlyi állapotú völgy nélküli meder.

— A mély és meredek lejtőjű völgyek túlnyomó részben a fiatalon emelkedő területek, hegységek zónájában fordulnak elő.

— A teknő és tál keresztmetszetű völgyek közepes reliefenergiájú domborzaton — dombságokon, középhegységekben, felszabdalt síkságokon, hegységközi kisebb medencékben — uralkodók (4. ábra).

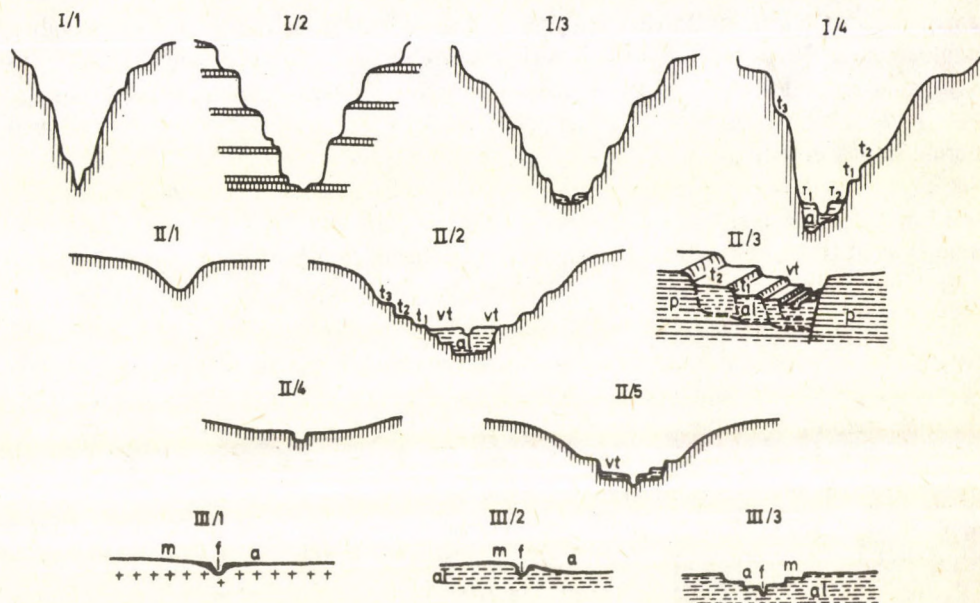


4. ábra. A völgy és a meder közötti gyakori viszony általánosított vázlata. — V = vízválasztó; V—V<sub>1</sub> = vízválasztó hát; V<sub>1</sub>—P = vízválasztó lejtő; P—T = völgyoldal lejtő; T—T = völgytalp szélesség; T<sub>1</sub>—T<sub>1</sub> = völgytalp sziklaágya; P—P = völgynyílás szélessége; t<sub>1</sub> = völgytalpi terasz; t<sub>2</sub>—t<sub>4</sub> = völgyoldali terasz; a = alacsony ártér; m = magas ártér; h = jelenlegi völgy mélysége; H = a bevágódás mélysége; t<sub>0</sub> = eltemetett sziklaterasz; K = szálban álló kőzet; L = alluviális laza kőzet



— A harmadik fő típus, a völgy nélküli meder egyrészt fiatalon feltöltött síkságokon, kiterjedt hordalékkúpokon, másrészt az erózióbázis szintjéig letarolt és elegyengedett síkságokon, pl. trópusi tájakon fordul elő nagy számban.

A fő típusokon belüli jellemzők pedig azt mutatják meg, hogy milyen a völgy, ill. a meder fejlődésének jelenkori tendenciája. Pl. a teknő keresztmetszetű völgytalpi alluviális teraszokkal tagolt völgy (5. ábra II/5. rajz) és az ugyanilyen, de völgytalpi teraszok nélküli (5. ábra II/4. rajz) meder fejlődése között számíthatóan jelentős különbség van.



5. ábra. Völgykeresztmetszetek példaszertű osztályozása mérmőki szempontokat figyelembe véve. — I/1 = mély, meredek talp nélküli sziklavölgy (szurdok); I/2 = meredek lejtőjű sziklatalapzatú ártérasos völgy (kanyon); I/3 = meredek lejtőjű teraszos völgy keskeny ártéri völgytalppal, a meder a sziklatalpazaton fekszik; I/4 = meredek lejtőjű hordaléktalpas (al) aszimmetrikus völgy alluviális (T<sub>1,2</sub>) és sziklateraszokkal (t<sub>1-3</sub>); II/1 = teraszatlan teknővölgy (puha ill. kemény kőzetű) sziklaalappal szűk völgytalppal; II/2 = sziklateraszos (t<sub>1-3</sub>) teknővölgy hordaléktalppal (vt), (de előfordul sziklatalapzatú teraszos teknővölgy is); II/3 = tál keresztmetszetű völgy alluviális ártéri (vt) és völgyi (t<sub>1-2</sub>) teraszokkal; p = puha kőzet; II/4 = tál keresztmetszetű, sziklaalappal völgy, teraszatlan; II/5 = teknő keresztmetszetű völgy, aszimmetrikus vagy sziklaalappal völgytalpi teraszokkal (vt); III/1 = völgy nélküli meder (f) sziklakőzetben, ártéri szintekkel; a = alacsonyártér; m = magasártér; III/2 = völgy és terasz nélküli meder alluviális hordalékon (al); III/3 = völgy nélküli meder ártéri szintekkel alluviális hordalékon (al)

A medererózió jelenkori tendenciájára és annak geológiai múltban való domborzatformáló hatására közelebbi következtetés vonható le a völgytalp geomorfológiai helyzetéből:

a) Talp nélküli völgy medre erősen bevágódó, talpas völgyben ülő meder főként egyensúlyi vagy feltöltő eróziós állapotban van.



b) Sziklatalpazatban ülő meder rendszerint eróziós állapotú, alluviális hordalékon ülő meder többnyire feltöltően egyensúlyi állapotú.

c) Ha a völgy vagy völgytalp teraszos, a meder eróziós állapota szakaszosan váltakozott. Terasztalan mély völgyekben a meder gyors bevágódó tendenciájára lehet következtetni. Nyilvánvaló, hogy az egyensúlyi eróziós állapotban levő meder kanyarulatfejlődése és formaalakító tevékenysége más lesz a hegységi völgytalpon, mint a pedimenten vagy az alluviális síkságon.

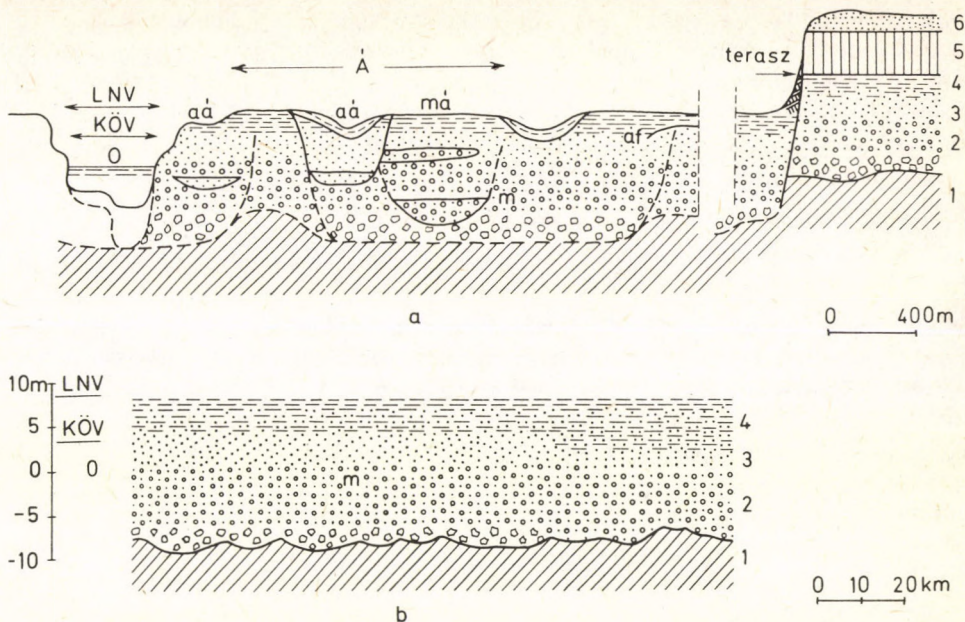
Az egyensúlyi meder jellemzője a kanyarulatképződés, meanderek oldalazó erózióval az árteret egész szélességében átdolgozzák, a kanyarulatok a víz folyásirányában is mozognak. Adott vízhozam és mederjellemzők mellett a folyó önszabályozással — kanyarulatfejlesztéssel, ill. lefűződésekkel — úgy rövidíti vagy növeli medreinek hosszát — vagyis a lejtőszöget —, ahogy éppen szükséges a vízgyűjtő (vagy folyószakasz) hordalékának elszállítására. A hegységi szakaszon a folyó ártéri meanderei a völgyoldalak közé vannak szorítva. Ezzel szemben az alluviális síkságon ún. *szabad meanderek* fejlődhetnek ki és a síkság felszínének lejtését is ezek formálják ki. Bár a mederben áramló vízfelszín esésgörbéje szezonális, a vízjárástól függően dinamikusan változik, ezért nem azonos az ártéri alluviális felszín esésével.

Főként az egyensúlyi kanyargó folyómeder, de a gyengébben feltöltődő állapotú medrek is — geológiai értelemben — hosszú évezredekken át alakítják kvázi azonos szintben szélesebb-keskenyebb árterüket. Azt az időszakot, amely alatt a folyó medrét, ill. ártéri medrét egy adott szintben (völgytalp) fejleszti, *ártérképződési szakasznak* — egyesek ciklusnak — nevezik. Ha a folyó eróziós tevékenysége tartósan és számottevő mértékben megnövekszik, ártéri felszínébe fokozatosan bevágódik és mélyebb szinten újabb ártér alakul ki. Az ártér akkor válik ármentes terrasszá, ha az új, mélyebb szinten képződött meder és ártere az árvíz teljes vízhozamát képes elszállítani. A korábbi ártér a folyó teraszává alakul. Egy teljes *teraszképződési szakasz* ill. ciklus több 10 ill. 100 ezer év is lehet. Ezen az ártéri völgytalp kiszélesítését és a terrasszá válás (bevágódás) együttes folyamatát értik. Azokat a teraszokat, amelyeket a folyó saját üledékéből formál ki, *kavicsteraszoknak* (akkumulációs terasz) nevezik. A folyómedrek hegységi szakaszaikon egy teraszképződés során többnyire nemcsak saját hordalékukat vágják át, hanem sziklaágyukba is bevágódnak. Ezek az ún. *sziklateraszok* (eróziós teraszok).

Általában a mérsékelt övi egyensúlyi folyómedrek egy ártérképződési szakasz során — a völgytalpon — közel olyan vastagságú üledéksort hagynak maguk után, mint az adott szakaszon előforduló árvizek vízoszlopának amplitúdója (a Dunánál ez mintegy 10—15 m; 6. ábra).

Egyes folyóvölgyek teljes hosszát mindkét oldalon azonos magasságú, ún. *átmenő páros teraszok* kísérik, ezzel szemben a *lokális teraszok* a folyóvölgyek egyes rövidebb szakaszain fordulnak elő. A meanderteraszok a helyi teraszok olyan változatai, amelyek a folyóvölgyeket hosszabb szakaszon végig kísérik, de egymástól elszigetelt darabjaik nem azonos magasságúak. A sziklatalpazatból formált teraszok strukturális (terasz-) felszínnek.





6. ábra. A Duna-ártéri üledékek felépítésének vázlata. — a = völgytalp keresztmetszete; b = völgytalp hosszsmetszete; 1 = alapkőzet; 2 = felfelé egyre finomodó kavicsos üledék; 3 = folyami homok; 4 = folyami homokos iszap, iszap, esetleg agyag; 5 = lösz; 6 = futóhomok; Á = ártér; aá = alacsonyártér; má = magasártér; af = ártéri fácies; m = mederfácies; LNV = legnagyobb vízállás; KÖV = közepes vízállás; 0 = 0 vízállás

A teraszos völgyek kialakulása a meder eróziós állapotában ciklikusan ismétlődő változások következménye. Az ilyen változást okozhatják a vízgyűjtő környezetében végbemenő tektonikus emelkedések, amelyek megnövelik a meder lejtését, továbbá az éghajlatváltozások, amelyek erősen megnövelhetik a vízhozamot vagy a hordalék-utánpótlást. Jelentős szerepet tulajdonítanak annak is, hogy a jégkorszakok során a tenger szintje 50—100 m-t is ingadozott. A teraszok és kialakulásuk vizsgálata a felszínfejlődés értelmezéséhez nyújtanak fontos adatokat.

### c) Völgyképződés

A folyómederben a különböző eróziós tevékenység sajátos völgyeket alakít ki és a domborzat egészét formálja.

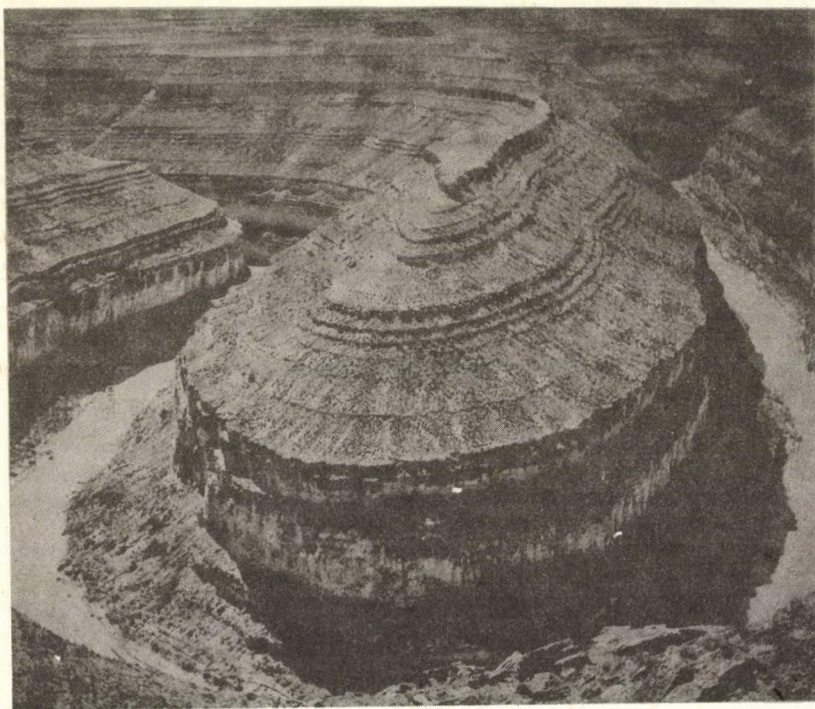
1. Az *állandóan bevágódó folyó* főként a hegységi szakaszokon terasz és talp nélküli mély völgyeket képez (5. ábra I/2). Ha a tartósan bevágódó meder ciklikusan kiegyensúlyozottá válik, akkor többteraszos folyóvölgy alakulhat.

2. Hegységi völgyszakaszokon ismeretesek *kanyarogva bevágódó medrek* is. Ilyen esetben a víz a mederben szélesebb völgytalpat dolgoz ki magának, amelyen a



völgy egyik oldaláról a másikra csap át és közben keskeny párkánysíkokat, meanderteraszokat formál. Az árvizek alkalmával azonban a folyó törmelékfölségét tovaszállítja, sőt azzal közben fokozatosan mélyíti is a medret, ill. az egész völgytalpat. A völgykeresztmetszet a bevágódás során egyre szűkül, és így tartósan kanyarogva bevágódó folyó is V alakú és teraszos völgyet dolgoz ki magának (5. ábra I/4. rajz). A teraszok azonban a völgy szembenéző oldalain különböző magasságban futnak, így hegységi meanderteraszok egymással nem párhuzamosíthatók (W. M. DAVIS 1909).

3. A *völgymeandereket* — völgytalp nélkül — bevágódó folyók alakítják (7. ábra). Létrejöttük legvalószínűbb magyarázatát abban látják, hogy az *eredetileg lapos, sík felszín* — amelyen a folyó szabadon kanyarogva dinamikus egyensúlyi folyómedret dolgozott ki — a kéregmozgások hatására lassan kiemelkedett. A kiemelkedés során a folyó a korábbi mederkanyarulatok mentén bevágódott, és az így kialakult völgymeanderben meredek, terasz nélküli völgyoldal formálódott ki. A völgymeander talpán a medernek korlátozott lehetősége van az oldalirányú elmozdulásokra. Az egymáshoz közel került völgykanyarulatokban a medrek közötti „zug nyaka” az oldalazó erózió és a lejtőletarolás hatására lealacsonyodik és át is szakadhat. Ezáltal „meanderes tanúhe-



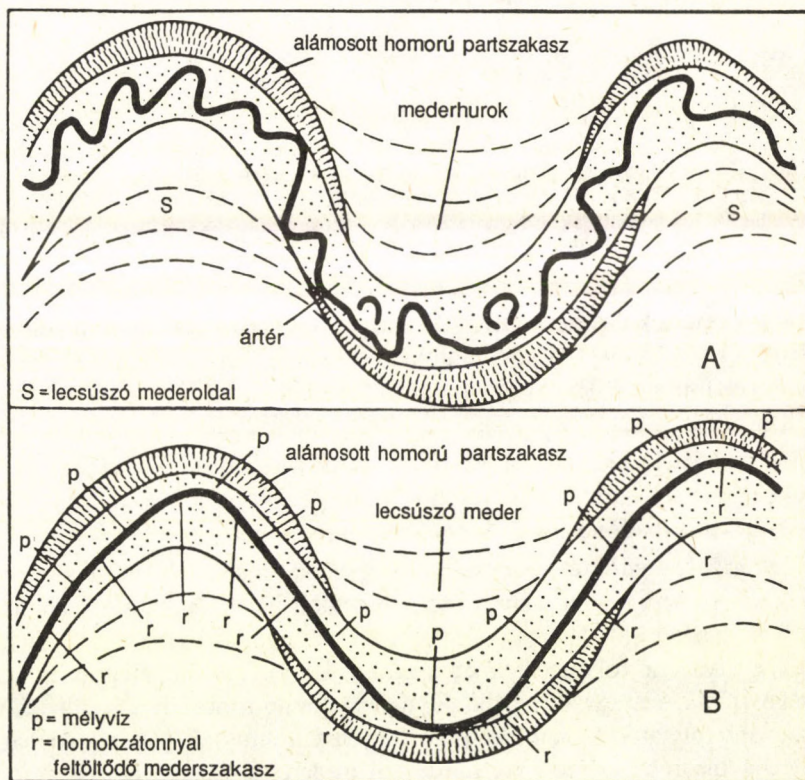
7. ábra. A San Juan folyó kényszerített meanderei Utah államban. A meanderek mélyen bevésődtek a vízszintes rétegekbe. Foto: J. MUENCH.



gyek” keletkezhetnek. A völgymeandernek másik gyakori típusa a lecsúszó, aszimmetrikus völgymeander (8. ábra).

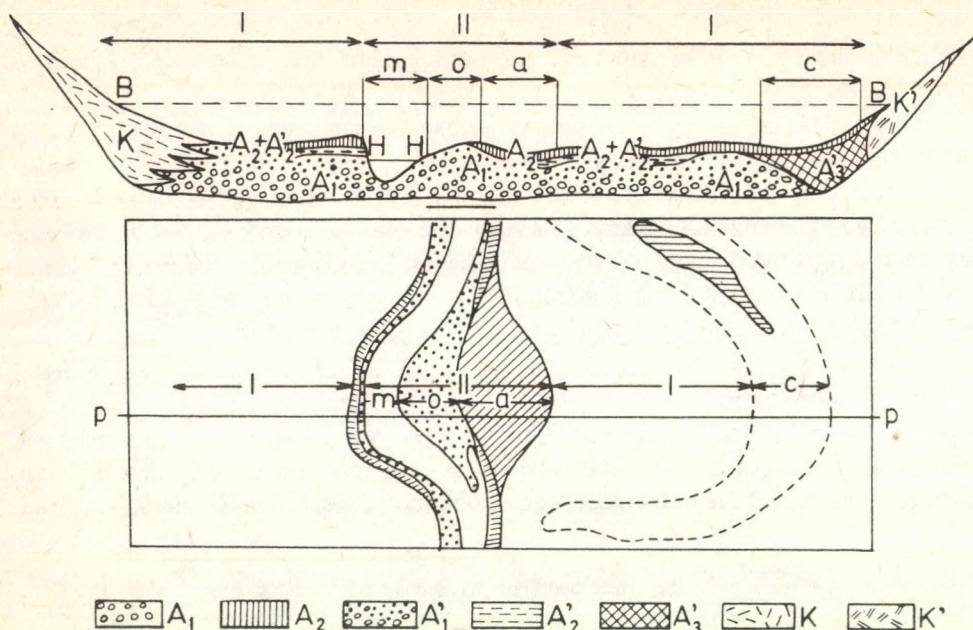
4. Az egyensúlyi folyómedrek általában tektonikus keresztmetszetű kanyargós völgyeket alakítanak. Letarolt tönkfelszíneken a kanyargós völgy gyakran alig különbözik a környezettől, ezért vízépítési, általában mérnöki szempontból is más megítélés alá esik, mint a bevágódó völgymeander. A meder a völgytalpat csaknem teljesen kitölti, az alapkőzetbe ágyazta be magát. Durva hordalék rendszerint kevés, de a kanyarulatok domború oldalán keskeny alluviális sáv itt is felhalmozódik. A Shennandoah-völgy az Appalache-hegységben a völgykanyarulatok egyensúlyi medernek típusos esete.

5. Kanyargó egyensúlyi meder nagyon gyakran széles talpú völgyet formál a domboságok és peneplének felszínén (9. ábra). Ahol kanyargós meder tál keresztmetszetű völgy alluviális hordalékában fekszik, ott mederkanyarulatokkal a völgytalp lassan, fokozatosan széltében és folyásmenetben is átforgatódik. Ha a völgytalpi allúvium lényegesen vastagabb, mint a meder legnagyobb mélysége, akkor feltehető, hogy elte-



8. ábra. Aszimmetrikus völgymeander (CHORLEY 1974 nyomán). — A = kis vízhozamú folyó kanyargása korábbi nagyobb vízhozamú folyó medrében; B = nagyobb vízhozamú folyó kanyargása. Osage típus. Mindkettőnél a meandervölgyek feltöltődése figyelhető meg





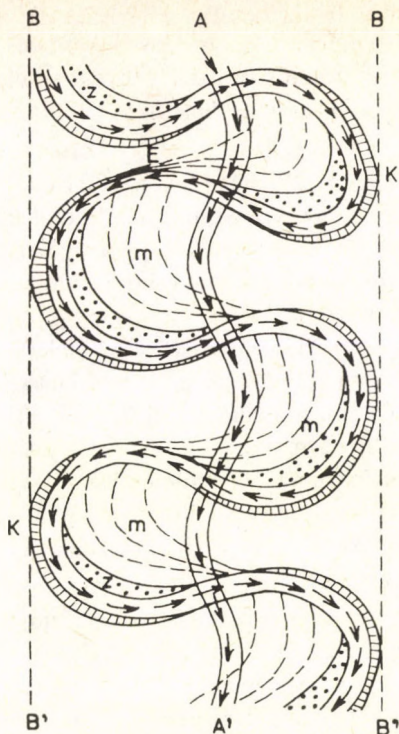
9. ábra. Kanyargós egyensúlyi meder széles völgytalppal (E. V. SANCER 1951 szerint). — H-H = közepes víz szintje; B-B = árvíz szintje; I = az ártér idősebb része; II = az ártér fiatalabb, növekvő része; m = folyómeder; o = oldalzátony; a = alacsonyártér; c = feltöltött meander; A<sub>1</sub> = a mederüledék első generációja; A<sub>2</sub> = ártéri üledék első generációja; A'<sub>1</sub> = a mederüledék második generációja; A'<sub>2</sub> = ártéri üledék második generációja; A'<sub>3</sub> = morotva üledék; K = lejtőüledék első generációja; K' = lejtőüledék második generációja; p-p = kereszt-szelvény helyzete az alaprajzon

metett teraszok rejlenek az ártér alatt (5. ábra II/2.). Előfordulnak nagyívű völgykanyarulatok, amelyek talpán kisívű kanyarulatokkal egyensúlyi mederben kevés víz csordogál. Az előbbieket formáit hajdan nagy vízhozamú medrek alakították ki.

6. Alluviális síkságon egyensúlyi mederben folyó vizek kanyarulatfejlődésének gyakorlatilag nincs térszíni akadálya. Az ilyen *szabad meanderes* folyó igen nagy kiterjedésű, tökéletesen feltöltött síkságokat hoz létre (10. ábra). Ez esetben az alluviális síkság lejtését is a szabadon kanyargó folyó medre formálja.

7. *Feltöltődővé válik a meder* a folyó egyes szakaszain — többnyire, de nem kizárólag a síkságokon — ott, ahol a mederben több hordalék halmozódik fel, mint amennyit a folyó adott idő alatt tovább szállít. Az erősen ingadozó vízjárású és saját durva törmelékükbe ágyazódó folyómedrekben a zátonyok a vízfelszínig megnőnek, a meder ezáltal megosztódik, szétágazóvá válik. Az ágakra bomlott mederben az üledék-felhalmozódás tovább folytatódik. A mederfenék helyenként annyira elzátonyosodhat, hogy árvíz idején a medréből kilépő vízáramlás új mederágot képez. Ha ez a folyamat völgytalpon megy végbe, akkor a szerteágazó feltöltődő mederágak elfoglalhatják az egész völgytalpat. Ha a mederágak egy időben nem töltik ki az egész völgy talpát, a feltöltődés a *főmederágak mentén a legerőteljesebb*, a völgytalp szélén gyengébb, így a





10. ábra. A szabad mederkanyarulatok fejlődése. — A - A' = felvett kiindulási pont; B - B' = mederkanyarulatok burkoló vonala; K = a mederkanyarulat külső meredek oldala; z = a kanyarulat belső lapos zátonyos partja; m = áthelyeződött medrek; E = a kanyarulat lefűződés helye

nyugodt tengeröbölbe, melléktengerbe ömlik, ahol a tengeri hullámok a torkolati mederhordalékot csak kis mértékben dolgozzák át, ott a tenger rovására a folyó saját hordalékából deltát épít. A folyó ágakra szakad és a főmeder mindkét oldalán természetes gátakat emel. A számtalan mederág között egy vagy több jelentősebb vízmennyiséggel rendelkezhet, és ezek az oldalágak építményeikkel gyorsabban hatolnak be a sekély tengerbe.

A mederágak között az ásványi feltöltődés lassúbb, tavas, mocsaras terület keletkezik, amelyen az organogén feltöltődés is jelentős szerephez jut. A tengerbe fokozatosan előnyomuló delta felszínén a hordalék vízszintesen halmozódik fel, míg a delta homlok-lejtőjén az üledékek 30—35 fokban rakódnak le.

A feltöltődő folyómedrek nagy geomorfológiai jelentőségére legyen elegendő itt csak arra hivatkozni, hogy a legtöbb nagy akkumulációs síkság tulajdonképpen a felhalmozó folyók hordalékkúpjainak összenövése által keletkezett. A magyar dunai Alföld, a Hoangho-, az Amazonas-, a Mississippi-síkság stb. mind ilyen eredetűek.

völgy ártérsíkja a mederágak mentén enyhén kidomborodik, ezért a betorkolló mellékfolyók a völgsík peremén a főfolyóval hosszan párhuzamosan kényszerülnek folyni.

8. Gyakori eset, hogy a hegységből a síkságra kilépő folyók esésgörbéje hirtelen csökken, ezért a mederhordalék jelentős része lerakódik. A mederhordalék tartós felhalmozódása hordalékhant képződésére vezet. A nagy folyamok több száz km hosszú és széles hordalékkúpot is építenek az alluviális síkságokon. A hordalékkúp tengelyében elhelyezkedő mederágak környezetükhöz képest szintén felmagasodnak. A mellékfolyók ez esetben is csak a hordalékkúp végződése után torkollhatnak a főmederbe. Abban az esetben, ha a hordalékkúp tengelyében a folyó nagyon felmagasította medrét, előállhat a mederágak teljes vagy részleges áthelyeződése (a Hoangho és az Amu-Darja példája).

Sajátos aggradációs formát alakítanak ki a jégtakaró, ill. a gleccser előterében és környékén az olvadékvizekből táplált szubglaciális folyók szétágazó medrei. Számos hordalékkúp összenövéséből fluvioglaciális hordalékkúp-síkság képződik.

9. A folyó torkolati szakaszán a feltöltődő medrek különböző típusú folyódeltákat is formálnak. Ha a folyó a tóba vagy sekély és



A különböző eróziós effektusú folyómedrek — mélyítő meder, laterális eróziós egyensúlymeder, aggradációs meder, delta meder — szezonális, évtizedes tevékenységével, a mederformák kialakulásával a mérnöki szempontú fluviális dinamika és hidraulikus geometria foglalkozik részletesen.

Hosszabb geológiai időszak alatt a fluviális medererózió hatása ugyanazon folyószakaszon ismételten is megváltozhat, a vízgyűjtő területén a vízhozam, ill. a hordalék mennyiségének, a lejtőnek, a környezetnek a változása következtében. A folyóvízi eróziós völgyformálódásnak egyik legáltalánosabb típusát — a mérsékeltövi völgyes tájakon — a 4. ábra szemlélteti. A teknő keresztmetszetű, közepes mélységű ( $h$ ), sziklaközetű ( $K$ ) felföldbe vágódott több teraszos folyóvölgyben széles ártéri szintek ( $a$ ,  $m$ ) és alacsony akkumulációs terasz formálódtak ki. A völgyoldalakat páros sziklateraszok ( $t_2$ - $t_4$ ) jellemzik. A völgyperem ( $P$ ) enyhén domború vízválasztó lejtővel ( $P$ - $V_1$ ) megy át a völgyközi hát vízválasztója ( $V$ ) felé. A völgy talpa korábban a jelenleginél lényegesen mélyebb fekvésű volt: erre utal a sziklatalpazaton ( $T_1$ - $T_1$ ) települő vastag allúvium ( $L$ ) és az eltemetett sziklaterasz ( $t_0$ ). De mivel az erősen feltöltött alluviális völgytalpon ( $T$ - $T$ ) a folyó ismét teraszt ( $t_1$ ) és ártéri szinteket ( $a$ ,  $m$ ) formált, ezért a meder eróziós tevékenységének újabb felélénkülésére kell következtetni.

A folyóvölgyek — hosszú geológiai időszak alatt — a meder laterális korróziója következtében a vízfolyás irányában egyre szélesednek. Ezt a folyamatot segíti elő a mellékfolyók hátráló eróziója is. A domborzat planációja a hegység peremén a pediment zónában a legerősebb; főképpen a szemiáridus klímazónákban jellegzetes a pedimentáció-pediplanáció mint degradációs forma, és a hozzá kapcsolódó hordalékkúp-síkság formálódás.

#### d) Az erózió mértéke

A folyóvízi erózió a domborzatot 37 ezer év alatt átlagban 1 m-rel alacsonyítja, ilyen számítás szerint 25 millió év alatt a kontinensek felszínét a tenger szintjéig — a folyóvíz erózióbázisáig — lehordaná. Azonban a kontinensek vagy egyes részeik a tektonikus erők hatására emelkednek és süllyednek. A szakaszosan emelkedő domborzaton a folyóvízi erózió mértéke megújul, felerősödik. Az erózió mértéke azonban nemcsak hosszú geológiai időszakok alatt változik, hanem jelentős különbségek mutatkoznak térben is a kontinensek *klimatikus* geomorfológiai övei szerint a jelenkorban is.

A klimatikus és topográfiai variancia mellett a folyóvízi erózió mértékét igen jelentősen befolyásolja a kőzetkülönbség (petrovariancia). Egyes kőzeteken speciális eróziós formák alakulnak ki. Pl. a mészkő szénsavas vízben könnyen oldódik, korrodálódik; ezt a folyamatot karszterózióknak nevezik, amely földalatti hidrográfiai hálózatot is létrehoz. A folyóvízi erózió tevékenységével szemben azonban főleg a laza üledékes kőzetek — lösz, agyag, vulkáni tufa stb. — tanúsítanak kis ellenállást, így az ilyen kőzetekből felépített domborzat gyorsan pusztul. Az egyenlőtlen ellenállású kőzetekből álló domborzaton a folyóvíz szelektíve erodál, a keményebb, ellenállóbb kőzetekből



tanúhegyeket (monadnock) formál. Tehát az erózió mértéke a domborzaton nagyon differenciált, 1 m-nyi lehordás helyenként évek alatt, helyenként évszázadek alatt megy végbe.

## 5. Tengerparti erózió

A földfelszín több mint 2/3 részét óceánok, tengerek, tavak borítják, melyek a kontinensekkel a parti sáv mentén érintkeznek. A folyóvizekkel szemben a tengereket, tavakat állóvizeknek nevezzük ugyan, de ezek óriási víztömege az árapály jelensége, a globális légcirkuláció és a szoláris radiáció okozta eltérő mértékű felmelegedés miatt különböző effektusú áramló és hullámzó mozgást végez. A mozgásban levő tengervíz partformáló tevékenysége a marinus erózió, mely a domborzat alakítását főként a partra kifutó hullámzással fejti ki. Ennek közvetlen hajtóereje, motorja a szél- és az árapály-energia. Mellettük a szélrendszerek és vízhőmérsékleti különbségek okozta állandó vagy időszakos (tenger) *áramlások* másodrendű szerepet játszanak. Ezek az energiák egymás hatását erősítve vagy egymástól függetlenül is különböző kombinációkban fejtik ki tevékenységüket.

A partszegély alakításában a tengeri erózió általános és döntő tevékenysége mellett helyenként és időnként számottevő mértékben más *szubaerális* erők is résztvesznek. Az arktikus zónában a belföldi jégtakaró, a szubarktikus zónában a partszegélyre kifutó völgyi gleccserek, a folyótorkolatokban a fluviális erózió, a száraz évszakban, ill. száraz övben a szél homokbucka-sorokat épít a part mentén. A meredek partokon a fizikai és kémiai mállás és a lejtős tömegmozgások csaknem minden éghajlati zónában tevékenyek. A folyamatoknak nemcsak a jelenlegi, hanem a földtörténeti múltban véghezvitt tevékenysége, az átöröklődött formák és üledékek is befolyásolják a partalakulást. Így pl. a fjordos partok esetében pleisztocén kori gleccservölgyekbe nyomult be a tenger. A tengerek, tavak vizének romboló és építő tevékenysége, a partszegély alakulása talán legdöntőbb mértékben a *neotektonikus és jelenlegi tektonikus* mozgások előjelétől, mértékétől, továbbá a partok és közvetlen mögöttes területek *földtani és kőzettani felépítésétől* függ és függött a múltban is. A szárazulat és a víz érintkezési sávjában esetenként a biogén tevékenység is jelentős (trópusi tengerekben pl. a korall építmények). A partvédő és szabályozó művekkel, továbbá folyókon hatalmas víztárolók építésével egyre több helyen a társadalom is tevékenyen befolyásolja a part alakulását.

A partszegély formálásában résztvevő tényezők közül a földtani-kőzettani felépítést mint *passzív* adottságot, a külső és belső erők mozgásfolyamatait pedig mint *aktív* partalakító tényezőket nevezhetjük meg.



### a) A marinus erózió tényezői

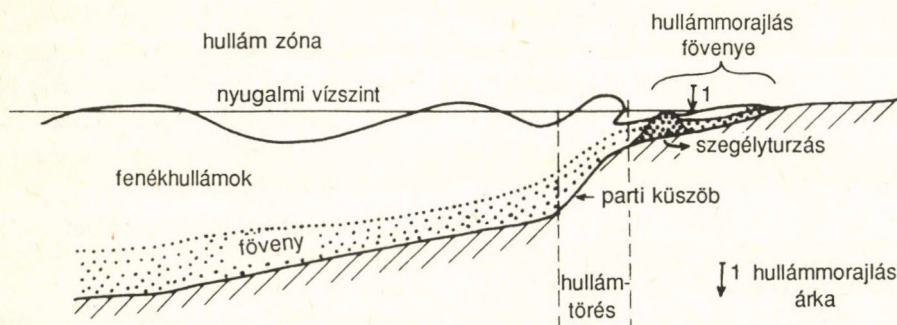
Az aktív partalakító tényezők, a hullámzás, az árapály, a tengeráramlások mechanizmusa *hidraulikus erőt* képviselnek, amely a partszegélyen hullámnyomással és áramlással kőzetfelaprózódást, anyagelragadást és -felhalmozást okoz. A mozgásba hozott kőzettörmelék a partszegélyt gyalulja, koptatja. Ez a „*tengeri korrózió*”, egyes iskolák ezzel szinonim értelemben használják az „*abrázió*” kifejezést is.

A mozgó, de a nyugodt tengervíz is oldja, mállasztja, áztatja, egyszóval *korrodálja* a part kőzeteit, ezzel az előbbi erők hatásfokát általában megnöveli. A tengeri korrózió jelentős szerepet játszik a mészköves és a laza agyagos üledékekből felépített partokon.

A szél okozta hullámzás partformáló tevékenysége attól függ, hogy milyen mély a tenger, ill. milyen magas a hullám, és milyen sebességgel, tartóssággal és szög alatt fut ki a partra. A hullám mozgássebessége pedig a szél erejétől, a hullám hosszától és magasságától függ. A hullámzás természete szerint a vízrészecskék a nyílt tengervízben csak kis távasságú orbitoidális, a sekélyebb vízben elliptikus pályát írnak le a partszegélyen, azonban a több méter magasra emelkedő hullámok nagy erővel tódulnak, ill. ütődnek a partra.

A sekély vízű partszegélyen a hullámzás erejét a fenéksúrlódás lefékezi. Ha pl. a hullámhossz és a vízmélység aránya  $1/2$ — $1/3$ -nál kisebb, a hullámzás partformáló hatása gyakorlatilag elenyésző. Általában a parti sáv sekély vizébe érkező hullámokat nemcsak a fenéksúrlódás fékezi, hanem a partról a tenger felé visszavonuló víz ellenáramlása is. Az ellenáramló víztömeg sebessége kisebb, mint a part felé nyomuló hullámé, ezért ez utóbbi amazon tarajozva átbukik, kialakul az ún. hullámmorajlás.

A hullámmorajlás a parttal párhuzamosan és ferde szög alatt is végbemegy, a partszegély lejtésétől, a hullámzás erősségétől is függően a parttól különböző távolságban alakul ki. A jelenséget a parti törmelék felhalmozódása kíséri, kialakul a szegélyturzás (11. ábra).



11. ábra. A hullámok dinamikus zónái a partszegélyen



A mélyebb tengervízű meredek partokon a hullámok nagy erővel csapódnak közvetlenül a partfalhoz. Ez a *hullámtörés* jelensége. A meredek partnak ütdődő hullám hatalmas nyomást fejt ki a kőzetekre. A számítások szerint pl. egy 6 m magas, 50 m hosszúságú hullám  $19,1 \text{ t/m}^2$  ütdőerőt képvisel, míg vihardagály idején az óceán meredek partjain  $60 \text{ t/m}^2$  nagyságú nyomás is előfordul (V. P. ZENKOVICS 1967). A folyamat gyakori ismétlődése közben a meglazult kőzetek a meredek partfalról kisebb-nagyobb blokkokban leomlanak. A tenger meredek partfala — az ún. abráziós kliff — lassan hátrál (12. ábra) és szélesebb-keskenyebb abráziós terasz keletkezik a hullám által mozgatott kavicsok korrázója következtében.

A hullámtörés hidraulikus ereje tehát önmagában is igen erős, romboló, partpusztító tényező. Ennek hatását arktikus és szubarktikus tengerpartokon a partnak ütdődő uszadék jég tömbök még jobban felfokozzák.

*Az árapály hullámozás.* A nyílt óceánokon a tengerszint feldagadása mindössze 1 m-t tesz ki, azonban óceánparti öblökben, tölcéséres folyótorkolatokban, az estuáriumokban a szél duzzasztotta dagályhullám a 10 m-t is elérheti. A dagályáramlás sebessége különböző, 0,5—2 m/sec, kivételes esetekben a szökőár 4,5 m/sec is lehet. A dagályáramlás fenék- és partformáló tevékenysége a keskeny tengerszorosokban, összeszűkülő öblözetekben és a folyók tölcse-torkolatában igen nagyhatású.

A dagályáramlás eróziója hasonló a turbulensen áramló folyóvizek mélyítő eróziójához, a magával hurcolt törmelékkel mélyíti a tengerszoros vagy öböl fenekét, hidraulikus energiájával pedig szaggatja a partokat. A dagályáramlás szállította törmelékanyagot az apály idején visszahúzódnó víztömeg részben ismét a tenger felé hordja, miközben eróziós medreket formál; így keletkeznek az apályáramlás medrek. Előfordul, hogy dagály idején viharos erejű szél tombol; ilyenkor a szél duzzasztotta heves hullámozás és a dagályáramlás hidraulikus ereje a parti sávban összegződik, kialakul a nagy pusztításokat okozó *vihardagály*. A hullám magassága a 15 m-t is meghaladja, amely a parti berendezésekben, kikötőkben és főként az alacsony, lapos partokon katasztrofális pusztítást végezhet. A zárt mellék- és földközi tengerekben az árapály jelenség erőtlensége miatt a dagály keltette hullámozás nem játszik szerepet a partformálásban.

*Partmenti áramlások.* Az óceánok horizontális és vertikális vízáramlásai, melyeket a planetáris szélrendszerek és az óceáni víztömegek hőmérsékleti különbségei tartanak mozgásban, a partok dinamikus alakításában közvetlenül alig vesznek részt. Sokkal hatékonyabbak a partmenti áramlások, amelyek a sekélyvízű partszegélyen az üledék elrendezésében, szegélyzátonyok irányának kiformálásában, öblök elrekesztésében működnek közre.

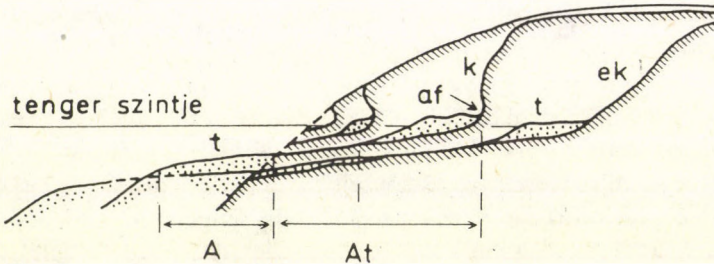
A hullámok a partra nem mindig merőlegesen futnak ki, ilyen esetben is partmenti áramlás fog kialakulni. A partmenti áramlás külön típusa a parti *örvénylés*. Az öblökkel, félszigetekkel, fokokkal tagolt tengerparton a partnak kifutó hullámok, áramlások eltérítődnek, összeszorulnak, ezáltal erős tengerörvénylések keletkeznek. Ezek működése révén a meredek partfalakon és a partszegély talpazaton *evorziós üstök* keletkeznek.



## b) Pusztuló partok

Az egyenmő kemény kőzetekből álló meredek partok huzamosan ellenállanak a víz ostromának, de a nagy erővel közvetlenül a partnak csapódó hullámok ütőereje idővel megbontja a partot és az apály- és dagályvízszint közötti magasságban „*abrázíós fülkét*” dolgoz ki.

Az omladék kőzetanyaga a hullámmozgás következtében felaprózik és parti kavicsokká formálódik. Az abrázíós fal előterében a tengeri korrázió a szilárd kőzetből az apályszint alá lejtő keskeny félsíkot, *abrázíós teraszt* vés ki (12. ábra).



12. ábra. Az abrázíós partszelvények kialakulásának egymás utáni fázisai V. P. ZENKOVICS szerint. —  
A = akumulációs terasz; At = abrázíós terasz; af = abrázíós fülke; k = kliff; t = turzás; ek = elhaló kliff

A fenti jelenség többször megismétlődik. Végső esetben a partfal hátrálása addig folytatódik, míg a szélesedő abrázíós teraszon a partszegélyre kifutó hullámok lefékeződnek, erejüket veszítik, és a romboló hullámtörés a partfalat dagály idején sem éri el. Ez tehát a partpusztulás időleges és egyúttal az *abrázíós part egyensúlyi szelvényének kialakulását* jelenti. Az abrázíós terasz egyensúlyi görbéjét *abrázíós terminánsnak* is nevezik, bár az egyensúlyi szelvény kialakulása nem feltétlenül jelenti a marinus erózió végét.

A tekintetben, hogy az abrázíós terasz milyen határértéket érhet el, ill. mekkora lehet a kontinens víz alatti selfjének szélessége, az elméleti következtetések és a gyakorlati megfigyelések között nagy a különbség. A tenger szintje alatti abrázíós terasz olyan mélységig alacsonyodhat, ameddig a hullámozgás képes a törmelék mozgatására, a partszegély sziklaalapzatának korráziós pusztítására. A vélemények szerint ez az érték a nyílt óceáni tengerpartokon 100—200 m, a beltengerekben a víz alatti domborzattól függően 10—70 m mélységig terjedhet. Az abrázíós terasz, ill. annak egyensúlyi esésgörbéje enyhén dűlő (1—2%-os) sík, a part felé eső része kissé homorú. Ennek figyelembevételével az óceáni partok abrázíós teraszának, ill. a kontinentális selfnek egyensúlyi profilját optimális esetben 300 km, a beltengereken 20 km szélességűnek tartják (V. P. ZENKOVICS 1967).

A meredek partok pusztulása és abrázíós formái váltakozó keménységű üledékes kőzetekben, azok dőlésétől is függően, igen eltérő alakzatokat eredményeznek. A ke-



mény kőzetek közé települt puhább üledékekben a pusztulás gyorsabb, az előbbieket kiugró sziklafokként, félszigetként tovább dacolnak a tengeri abrázíóval. A kőzetkeménység, ill. ellenállóság szerint a szelektív partpusztulás hatására bizarr formák — abrázíós kapuk, természetes hidak, alagutak, pillérek, tornyok, sziklaszigetek és tenger alatti szirtek — képződnek. Ezek és a laza kőzetpadokba mélyülő fülkék, a kemény kőzetű párkányok (platform) látványos tanúi a tenger romboló munkájának. A meredek abrázíós part hátrálása az egyveretű kemény kristályos kőzetekben évente 30—50 cm-ig is terjedhet.

A laza kőzetű meredek partokon, a gyorsan átmedvesedő parti üledékben az abrázíós fülke nem tud kiképződni, mert gyakori a partomlás, partsuszamlás. Az agyagos, löszös földomladék a hullámok ostromának nem sokáig áll ellen, plasztikussá válik, „szétfolyik” és a parti áramlások, ill. a visszahúzódó hullám jórészt lebegtetett hordalékként elszállítja a partfal lábától. A parti törmeléket ilyen esetekben az omladékból visszamaradt különböző meszes és kovás konkréciók képviselik. Bár ezek is könnyen elkopnak, a laza üledéken a széles abrázíós terasz legyalulásához nagymértékben hozzájárulnak.

*Lapos, alacsony partok pusztulása*, ha kemény kőzetből állanak és a tenger elég mély, lényegében hasonlóképpen megy végbe, mint a meredek, magas partoké. A különbség főként az, hogy a partok hátrálása miatt gyorsabb és szélesebb abrázíós terasz alakulhat ki.

Ha az *alacsony partok laza kőzetből állanak*, akkor a partszegélyi tenger rendszerint sekély, ezért a partrombolódás csak olyan helyeken erős és gyors ütemű, ahol gyakoriak a vihardagályok. A normális hullámverés a széles és sekély parti sávban erejét veszti, mielőtt a parthoz verődne. A vihardagályok azonban áttörhetik a partmenti homokbuckagátakat is. Ilyen folyamatokra típusos példát Hollandia és Németország atlanti partvidékei szolgáltatnak, ahol a vihardagályok betörték az alacsony partokon át a mögöttes, lapos szárazföldre, sekély vizű, ún. Watt-tengerek keletkeztek. Sűrűn lakott területeken ezek a partok egész hosszukban védelemre szorulnak, és a műszaki berendezések megóvása nem könnyű feladat (Hollandia, Zuider-Zee).

### c) Épülő partok

Ha az üledékfelhalmozódás a partszegély valamely szakaszán tartósan uralomra jut, akkor a szárazföld a tenger rovására gyarapodik. Sekélyvizű partokon vagy partszakaszokon a hullám mozgása annyira lefékeződik, hogy erejét veszítve jut el a partra. Sekélyvizű partszegély lehet lassan emelkedő, víz alatti abrázíós terasz, vagy lassan süllyedő, szárazföldi lepusztulással keletkezett parti síkság. Ezek az esetek csak az alapfeltételeket teremtik meg ahhoz, hogy a part épüljön, de ez nem feltétlenül és nem is mindenütt következik be. Mindkét esetben előfordulhat, hogy a partszegély egyes szakaszai, annak geomorfológiai tagoltsága miatt pusztulnak, vagy éppen átmenetileg egyensúlyban vannak.

A parti küszöbön — vagy az igen elsekélyesedő partszegélyen — átbukó hullám



sebessége annyira lecsökken, hogy a magával hurcolt törmelékét lerakja. A lerakódó törmelékből szegélyturzás, víz alatti zátony épül. A hullámmorajlási padkán a visszaáramló víztömeg a parti föveny törmelékét a tenger felé hordja, míg a következő hullámmal össze nem ütközik, ahol ismét törmelékfelhalmozódás következik be.

A part felé tartó és az onnan visszaáramló hullámok interferenciája azonban a hullámváz erősségétől és a parthoz való kifutás szögétől függően változik. Ezenkívül az egyenletesen mélyülő partszegélyen az árapály miatt a hullámmorajlás sem mindig azonos távolságban van a parttól. E körülmények miatt a parti sekély vízben — a hullámmorajlási padkán — nem egy, hanem *több víz alatti turzás* épül.

A legerősebb hullámvázak, ill. a dagály alkalmával a turzás-zátony a durvább szemcsenagyságú törmelékből épül és magasodik, amelyet a kisebb erejű hullámváz, a parttól visszaáramló víz már nem rombolhat el. A víz alatti turzásgátak a tenger nyugalmi szintje fölé is növekedhetnek, addig, amíg a legnagyobb hullámok gerincükön a hordalékot mozgatni, lerakni tudják (11. ábra).

A tengerparti turzások alakjuk, a parthoz viszonyított helyzetük és keletkezési módjuk szerint többfélék lehetnek. Megnevezésükre pedig a gyakorlatban, de az irodalomban is számos név, szinonimák is találhatók (13. ábra).

A parti akkumulációs formák gyakori és jellemző típusa az öblöket, berkeket lefűző, lezáró ún. *rekesztő turzás* (13. a., f., g. ábra). A sekélyvízű öblökben, főként ha a folyók dús hordalékot szállítanak, *delta szárnyturzások* nőnek, amelyek a delta szélén szárnytavakat, lagúnákat rekesztenek el. Az elrekesztett lagúnák az épülő partokon gyorsabb-lassabb ütemben, de feltöltődnek. Az öböllezáródást fokozza a szárazföldről az öbölbe jutó folyóvízi hordalék, ahol erős az organogén feltöltődés is.

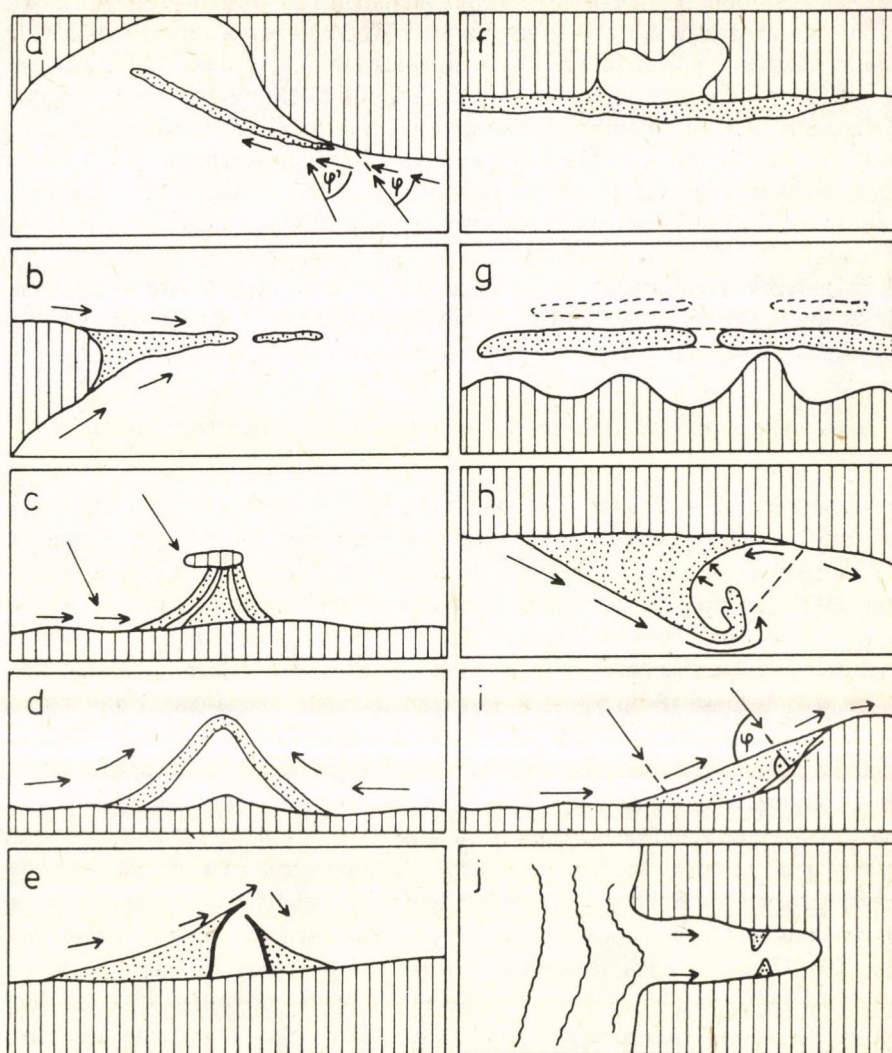
Műszaki beavatkozással, vízrendezéssel gyorsítani vagy hátráltatni lehet az öblök feltöltődését. Kikötők esetén az öböl feliszapolódását — kisebb folyó esetén — torkolatáthelyezéssel, üledékderítő tárolók építésével lassíthatják. Ne feledjük, az épülő partokon a természetes folyamatok *hatalmas energiával* szükségszerűen a hordalékfelhalmozást szolgálják. Műszaki beavatkozással jelenleg csak a tendencia lassítását, ill. meggyorsítását érhetjük el.

#### d) A víztározók partdinamikája

A víztározókat ugyan a társadalom célirányos gazdasági tevékenységével mesterséges úton hozzák létre, azonban a vízrendszerük, a hullámváz, a hordalékmozgatás, a fenék- és partalakulás, a partvidék hidogeográfiai rendszere a szélviszonyok, a természeti folyamatok törvényszerűségei szerint működnek, ill. alakulnak tovább. Ezek a természeti folyamatok viszont olyan környezetben és körülmények között mennek végbe, amelyek sokszor alapvetően különböznek a természetes tavakétól.

I. Míg a természetes tavak és környezetük folyamatai hosszú evolúció során jöttek létre, melyek egymás között bizonyos egyensúlyi helyzetet is kialakítottak, addig a mesterséges tavak rövid néhány év alatt félelmetesen gyors ütemben és nagymértékben





13. ábra. Néhány parti turzás forma (V. P. ZENKOVICS példái alapján). — a = öbölrekesztő turzás; b = turzás nyelv; c = tomboló; d = turzás háromszög; e = mólók menti akkumulációs zátonyok; f = pereszip - öbölzáró turzás; g = parti rekesztő turzás (lidó, parti bar stb.); h = turzáskampó, azovi típus; i = partkiegyenestő turzás, akkumulációs terasz; j = öbölbelseji turzás

alakítják partjukat, természeti környezetüket. Ez sok esetben a gazdasági tevékenységet jelentősen akadályozza.

2. A víztározók évi vízszintingadozása lényegesen nagyobb a természetes



tavakénál. Az utóbbiak esetében ez az érték általában 1 m körül mozog. A víztározók évi vízszintingadozása átlag 4—8 m. Ennek következtében a sík területeken, lapos partokon jelentős a partmenti szegély ideiglenes elmocsarasodása. Megváltoznak a parti zóna hidrogeológiai viszonyai is, a parti lejtők állékonysága a nagy és gyakori talajvízszintingadozás miatt jóval kisebb, mint a természetes tavak partjain. Ez az instabilitás csuszamlások-omlások nagyarányú fellépését okozhatja. De a vízszintingadozás miatt a hullámverés is évszakonként különböző szinteken végzi partpusztító tevékenységét. A különbség még számos más tényezőben is jelentkezik. Ezek közül a limnológiai, helyi klimatikus és természetes vízháztartásbeli eltéréseket kell kiemelnünk. Mindezek a víztározók és földrajzi környezetük állandó, rendszeres megfigyelését teszik szükségessé, várható további alakulásuk, ill. az újabban létesítendő mesterséges tavak fejlődésének előrejelzése érdekében.

e) *A tengerszint ingadozás és a tektonikus mozgás hatása a partalakulásra*

A partok pusztításában a mozgó víztömeg abrázíós tevékenysége a fentebbiekben vázolt módon csak a szárazulat viszonylagos nyugalma, ill. a tenger vízszintjének állandósága esetén megy végbe. A víztárolókat kivéve a ma létező partformákon azonban az abrázíós folyamatok hosszú idő óta munkálkodnak. Ismeretes, hogy az utolsó geológiai időszak — a negyedidőszak — folyamán a szárazulatok partjain sokfelé erős tektonikus mozgás ment végbe. A tenger szintje pedig a kontinentális jégtakarók ismételt keletkezése, majd elolvadása révén 50—100 m-t is ingadozott.<sup>1</sup> Ha a tenger előrenyomul a szárazulat rovására azért, mert a partmenti zónában a szárazföld süllyed, vagy a tenger szintje valamely más oknál fogva megemelkedik, *pozitív parteltolódásról* beszélnek. Az abrázíó tevékenysége gyenge abban az esetben, ha a tenger előnyomulása (transzgresziója) gyors, a szárazföld valamely parti szakaszának erős süllyedése miatt. Ilyen esetben a korábbi abrázíós formák a tenger alá kerülnek, a tengerpart formálódását döntően a süllyedő terület öröklődött geomorfológiai-geológiai adottsága határozza meg (pl. a Földközi-tengernél a dalmát part típus). Ha azonban a szárazföld parti és part mögötti területének süllyedése lassú, az abrázíós partrombolódás típusos módon megy végbe. Sőt, az abrázíós partfal hátrálásának és vele együtt az abrázíós terasz kiszélesedésének feltételei mindaddig kedvezőek, amíg a lassú süllyedés tart ill. annak hatása érvényesül. Ilyen feltételek mellett széles sávban letarolt abrázíós síkság, más szóval tengeri planációs tönkfelület képződik a kontinens talpázatán.

Ha a szárazulat partmenti része emelkedik, a tenger teret veszít, visszahúzódik (regredál), a szárazulat gyarapodik. Ez a *negatív parteltolódás* jelensége.

<sup>1</sup> Az utolsó glaciális kori több ezer méter vastag belföldi jégtakaró elolvadása egyes számítások szerint 100 m-rel emelte meg a világóceán szintjét, amely kb. 7000 évvel ezelőtt érte el maximumát. Napjainkban a tengerszint emelkedését évi 1 mm-re teszik.



A tengeri hullámverés a lassan emelkedő partszegélyen ugyancsak kidolgozhatja abráziós teraszát, a gyorsabb emelkedés során viszont az abráziós terasz hamar a tenger szintje fölé emelkedik, tengerparti síksággá válik. Ahol az emelkedés szakaszos volt, ott egymás fölött több abráziós terasz, ún. *tengeri színlő* alakulhatott a parti zónában. Abráziós színlők létrejöhetnek akkor is, ha a tenger, a tó, a víztározó vízszintje alább száll.<sup>2</sup> Ez esetben a tengeri (tavi) színlők magassági helyzete teljesen egyező. Ezzel szemben a part tektonikus emelkedése során létrejött színlők magassági helyzete az egyes tömbök lokális tektonikai elmozdulása miatt kisebb-nagyobb eltéréseket, deformációkat mutathat (Balti-tenger környéki színlők).

A meredek partokon az abráziós színlők utak, települések építésére kedvezők. A Földközi-tenger itáliai partjai mentéről 4—5 negyedidőszaki tengeri színlőt tartanak számon. Közülük a legmagasabb kb. 100 m-nyire függ a tenger mai szintje fölött.

## IRODALOM

- BAULIG, H. (szerk.) 1956. Vocabulaire Franco-Anglo-Allemand de Geomorphologie. — Paris. Societe d' Edition. Les Belles Lettres XIV. 220 p.
- CHORLEY, R. J. (szerk.) 1974. Water, Earth and Man. — London. Methuen and Co. 588 p.
- DAVIS, W. M. 1954. Geographical Essays. Boston. Új kiadás. Ginn, republished. 1909. New York. Dover 777 p.
- FAIRBRIDGE, R. W. (szerk.) 1968. The Encyclopedia of Geomorphology. — Encyclopedia of Earth Sciences Series. Vol. III. New York, Amsterdam, London. Rheinhold Book Co. 1295 p.
- GUILCHER, A. 1965. Precis d'Hydrologie. — Paris. Masson et Cie. 389 p.
- HORTON, R. E. 1945. Erosional development of streams and their drainage basins. — Bull. Geol. Soc. Am. 56 (3), pp. 275-370.
- KING, C.A.M. 1975. Introduction to Marine Geology and Geomorphology. — London. Edward Arnold. 309 p.
- LEOPOLD, L. B.—WOLMAN, M. G.—MILLER, J. P. 1964. Fluvial Processes in Geomorphology. — San Francisco. W. H. Freeman. 522 p.
- MACKIN, J. H. 1948. Concept of the graded river. — Bull. Geol. Soc. Am. 59. pp. 463-513.
- PÉCSI, M. 1980. Erosion by water. — Pollution and water resources: Columbia University Seminar Series (Szerk. G. J. HALASI-KUN). Pergamon Press New York, Oxford, Toronto, Sydney, Paris, Frankfurt. Vol. XIII. Part 2. pp. 131-150.
- SANCER, E. V. 1951. Alljuvij ravsinnuh rek umerennovo pojasa i jevo znacsenie. — Trudü Insztituta Geolog. Nauk, vüp. 135. Izd. AN SzSzSzR, Geol. sorija. 55. 274 p.
- SCHUMM, S. A. (szerk.) 1972. River Morphology. — Stroudsburg. Dowden, Hutchinson and Ross. 429 p.
- STRAHLER, A. N. 1958. Dimensional analysis applied to fluvially-eroded landforms. — Bull. Geol. Soc. Am. 69. pp. 279-300.
- THORNBURY, W. N. 1969. Principles of Geomorphology. — New York. Wiley. 594 p.
- ZENKOVICH, V. P. 1967. Processes of Coastal Development. — London. Oliver and Boyd. 738 p.

<sup>2</sup>A víztározó szintje jelentősen ingadozhat évszakosan is, mfg a világtenger szintje csak geológiai idővel mérve — szekulárisan — változik meg.



## A magyarországi Duna-völgy teraszai és szintjei \*

A magyarországi Duna-szakaszt nem jellemzi egységes teraszrendszer. A Duna völgyében teraszmorfológiai alapon teraszos völgyszakaszokat és tágas medencéket jelölhetünk ki. Az alacsonyabb teraszok korban jól, a magasabbak azonban inkább viszonylagosan hasonlíthatók össze, ill. párhuzamosíthatók egymással.

A magyarországi Duna-völgyet öt szakaszra tagolhatjuk. A teraszokat mind az öt szakaszon — az ártéri szintet is beleszámítva — kialakulásuk fordított sorrendjében, alulról fölfelé, római számokkal jelölik meg. Azt az árteret, amelyet az árvíz időnként elönt, bár még nem igazi terasz, I. számmal jelöljük. Felszínének magassága a Duna kis-vízszintjéhez viszonyítva nem mindenütt azonos, mert az árvíz tetőzése pl. Kalocsa és Mohács között 9—10 m is lehet, míg a Kisalföldön általában csak 6 m.

Az első ármentes terasz magassága legalább 10 m, általában azonban valamivel több. Ezt a teraszt nevezték régebben „városi terasz”-nak. A városi terasz (alacsony terasz) vagy II. sz. terasz ismét két szintre osztható. Az egyik kb. 10—14 m, a másik 16—20 m viszonylagos magasságú. Az előző terasz a II/a., az utóbbi a II/b. sz. Ezek a teraszok a Duna mentén többnyire összefüggőek. A további teraszokat, amelyek csak egyes szakaszokon találhatók, sorban egymás után III., IV., V., VI. és VII. számmal jelöljük. Ez azonban azt jelenti, hogy az azonos számú teraszokat csak az egyező típusú szakaszokon szabad egykorúnak, vagyis azonos fázisban képződöttnek tartani. Így pl. a Kisalföldön a legidősebb hordalékkúp-teraszt IV. számmal jelöljük, mert alulról felfelé sorban a negyedik. Ezt a IV. sz. kisalföldi hordalékkúp-teraszt keletkezéssileg a közép-hegységi szakaszon levő IV—VII. sz. teraszokkal kell azonosnak venni.<sup>1</sup> Mialatt tehát a Kisalföldön négy terasz, addig a középhegységi szakaszon legalább hét, Vác és Budapest között öt-hat terasz képződött.

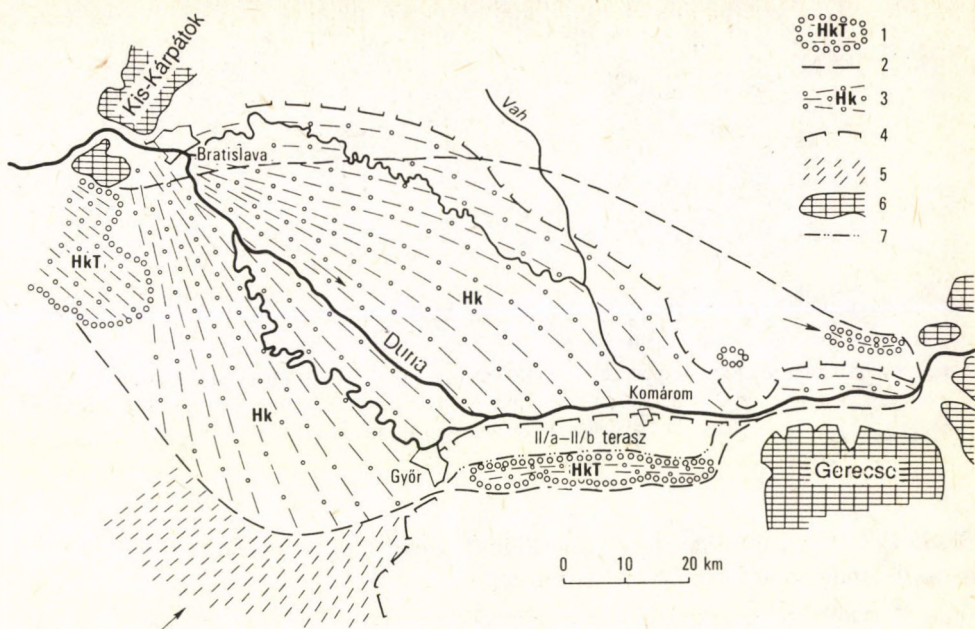
### 1. A kisalföldi hordalékkúpok

A Duna-kisalföldi hordalékkúpja két részből áll: a jelenkorig képződő „fiatalabb hordalékkúp” Pozsonytól Komáromig húzódik. Legnagyobb része a Csalóköz területén, Csehszlovákiában fekszik (1. ábra).

\* Die Terrassen und Flächen des Donautales in Ungarn. — Exkursionsführer von Transdanubien anlässlich der DEUQUA-Tagung, 3—5. Sept. 1978. Wien-Budapest. pp. 51—61. Rövidítve és újabb adatokkal kiegészítve.

<sup>1</sup> A Bana—Bábolna közötti újabb létesítésű kavicsbányák alján az Ósduna delta szerűen rétegzett pannóniai tengerparti hordalékkavicsa figyelhető meg.



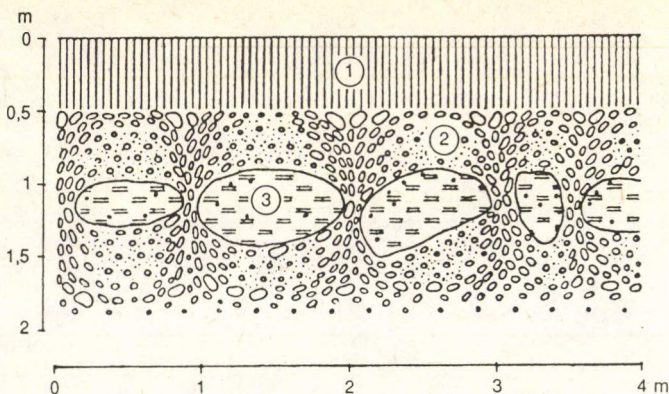


1. ábra. A Duna hordalékkúpja a Kisalföldön. — 1 = az „idősebb hordalékkúp”-terasz maradványhegyei; 2 = az idősebb hordalékkúp rekonstruált határai; 3 = fiatalabb hordalékkúp; 4 = a fiatalabb hordalékkúp kiterjedése; 5 = a Rába és a Répce hordalékkúpjának jelenlegi kiterjedése; 6 = sasbércek; 7 = az alacsony teraszok pereme Győr és Komárom között

Az „idősebb hordalékkúp” a peremeken hordalékkúp-teraszmaradványokról ismerhető fel, amiből arra lehet következtetni, hogy az idősebb hordalékkúpnak nagyobb kiterjedése volt, mint a mainak. Egyik maradvány a Parndorfi-fennsík. Ez a Duna jobb partján húzódott Győrtől Dunaalmásig, a bal parton pedig a Garam torkolatáig terjedt. Az idősebb hordalékkúp maradványai 25—50 m-rel magasabbak, mint környékük (1. ábra). Felszínükön a pleisztocén jégkorszakok során erős krioturbációs folyamatok működtek, amelyek 2—4 m mélyre lenyúló kavicspoligonokat hoztak létre (2. ábra).

Amikor az idősebb hordalékkúp felhalmozódott, az Ósduna Bruck-Carnuntum, ill. a Lajta-hegység és a Hundsheimi-hegység között lépett ki a Kisalföld területére. A mai Hanság—Győri-medence akkor még nem alakult ki. A Duna a Parndorfi-fennsíktől egészen a Gerecse-hegységig húzódó, 100 km-nél hosszabb hordalékkúpra rakta le hosszú ideig az üledékeket normális rétegzettségben, azonban futását időnként változtatta. Ennek a hordalékkúpnek a kialakulási ideje semmiképpen sem hasonlítható össze egy teraszszint folyóvízi rétegsorának felhalmozódási idejével. A hordalékkúpon több eljegesedés — egymás fölötti — lerakódásai különböztethetők meg. SZÁDECZKY-KAR-





2. ábra. Kavicspoligonok és kavicsgyűrűk a Kisalföld pleisztocén kori fiatalabb dunai hordalékkúpjában. — 1 = réti agyag, lápi agyag; 2 = durva kavics, az agyagtest környékén erős irányultsággal; 3 = sárgás, szürkésárgás homokos agyag

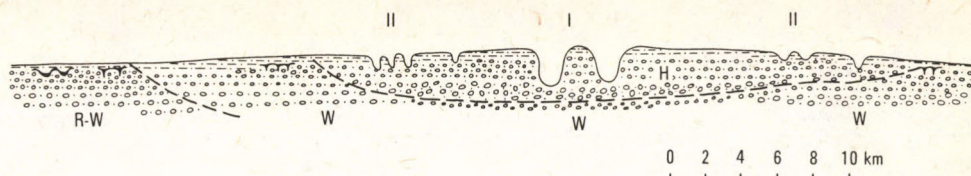
DOSS E. (1938) három kavicshelyzetet különböztetett meg, amelyeket a Bécsei-medence három legmagasabb teraszával párhuzamosított.<sup>2</sup>

A fiatalabb hordalékkúpon nem képződött terasz; a folyóvízi üledékek normális rétegtani sorrendben halmozódtak egymásra (SZÁDECZKY-KARDOSS E. 1938) és egymás mellé azonos szinten (PÉCSI M. 1959). Az idősebb hordalékkúp a besüllyedt Győri-medence peremén terrasszá alakult át. Az alacsony terasz-tanúhegy É-i előterében Győr és Tata között a Duna jobb partján a középsőpleisztocén óta még két széles, alacsony terasz képződött (az 1. ábrán II/a. és II/b. számmal jelölve), helyenként kis maradványokban a III. sz. terasz is megtalálható. Ezeknek a teraszoknak a helyzete azt mutatja, hogy a Győri-medence süllyedése időszakos volt és csekélyebb intenzitással a jelenkorig tartott.

A kutatások során kitűnt, hogy az ún. „billegei kavicsok” a Tapolcai-medencében nem az Ósduna folyásirányát mutatják, mely a Kisalföldön D-i irányban futott a Dráva felé. Ezek a görgetett kavicsok, bár a Duna hordalékának kavicsaihoz hasonlóak, ásványtani-kőzettani szempontból mégis különböznek azoktól. Megfigyeléseink szerint — GÓCZÁN L.-val egyetértésben (1963) — a billegei kavicsok idősebbek, mint a Parndorfi-fennsík; erre mutat rétegtani elhelyezkedésük is, mivel felsőpannóniai üledékeken telepsznek. Ezzel szemben a billegei kavicsok rétegtani helyzete még nincs eléggé megmagyarázva, főleg a bazalttakaró vonatkozásában. LÓCZY L. (1916) szerint ezek mélyebben fekszenek, mint a bazalttakaró. Ezt a felfogást megerősíti az, hogy a kérdéses kavicsok alatt nincs bazalt. Ha azonban egy nagy folyó a pleisztocén kezdetén a bazalttakarós tanúhegyek között „billegei kavicsot” nagy számban rakott volna le, akkor bazaltkavicsokat is nagy mennyiségben kellett volna abban találni. A „billegei kavicsokhoz” jönnek hasonló fekvésű, összetételű

<sup>2</sup>Újabb vizsgálataink szerint a Duna „idősebb hordalékkúp” kavicsának lerakódása — a deltaszeren rétegzett legidősebb része — már a felső micénban megkezdődött. Hasonló idős delta kavicsok fordulnak elő a Gerecse É-i peremén és a Pesti — síkságon is.





3. ábra. A Kisalföld fiatalabb negyedidőszaki dunai hordalékkúpját átszelő keresztmetszvény. — I = a Duna főága; II = a Duna mellékágainak meanderövezetei; H = holocén kavicsok; W = krioturbációs würm kori kavicsok; R/W = interglaciális kavicsok würmi krioturbációs jelenségekkel

és görgetettségű kavicsok a Balaton-felvidéken, a Vértes D-i előterében, Burgenland peremén Lackendorf környékén, Dunaszentmiklóson és Süttőn az édesvízi mészkő alatt. Ezeket pannóniai tengerparti kavicsokként lehet értelmezni az időközben bezökkent kisebb kristályos rögök peremén.<sup>3</sup>

A Győri-medencének a középsőpleisztocén óta tartó süllyedését a Szigetközben, a Mosoni-síkságon és a Hanság területén feltárt kavicsbányák igazolják. Túlnyomóan a Szigetköz területén találhatók ugyanis a holocén felkavicsolódások; ettől D-re már az utolsó jégkor kavicsai, valamint a Mosoni-síkságon és a Hanság peremén az utolsó interglaciálisban feltöltött hordalékkúp-kavicsok találhatók, lényegében azonos magasságban (2. és 3. ábra).

Győr és Dunaalmás között a jobb parton magasabb teraszok is megjelennek. Dunaalmástól a Gerecse mentén húzódik egy gyönyörűen kifejlődött teraszrendszer, annak bizonyítékául, hogy ez a völgyszakasz a Kisalföldhöz viszonyítva megemelkedett. Ugyanezen a szakaszon, de a bal oldalon a teraszok csak hézagosan vannak meg, alacsonyabbak is, mint a jobb parti megfelelő teraszok. Ez arra mutat, hogy a Kisalföld süllyedése a mai Duna-medertől É-ra egy keskeny sávban egészen a Garam torkolatáig terjedt.

## 2. Duna-teraszok a középhegységi szakaszon Dunaalmás és Esztergom között

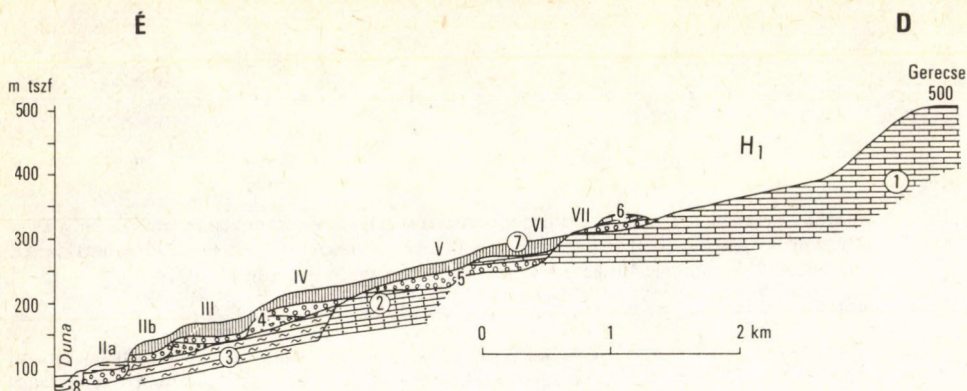
A Kisalföldet elhagyva a Duna a középhegység mezozoikus rögeinek É-i peremfelszínén folyik egy széles, hét terasszal kísért völgyben Dunaalmás és Esztergom között. Az egyes teraszok magassága egy hosszabb szakaszon meglehetősen egyforma, az egyes szakaszokon belül jól kifejlődött teraszok mutathatók ki (4. ábra).

1. Az ártérből közvetlenül kiemelkedő felszín egy 8—10 m magas terasz-szintet képvisel. Ezen a dunaparti teraszon nagyon sok települést találtunk (II/a.).

2. A következő jobb parti terasz viszonylagos magassága 18—27 m, míg az ennek megfelelő bal parti terasz csak 12—18 m magas (II/b.).

<sup>3</sup> Helyenként ezek a jól görgetett kvarckavicsok — Bábolna, Kőpíte, Kerepestarcsa — delta szerűen rétegződtek.





4. ábra. A Duna-teraszok összefüggése a pliocén heglábfelszínrel a Gerecse peremén Látatlannál. — H<sub>1</sub> = pliocén heglábfelszín; II/a—VI = Duna-teraszok; VII = pannóniai gyöngykavics édesvízi mészkőtakaróval; VI = pliocén-pleisztocén eleji Duna-terasz (a Duna-jégkorból édesvízi mészkővel); V = gúnz kori terasz; IV = minden kori terasz; III = riss terasz; II/a—II/b = wülm ill. riss teraszok. 1 = mezozoós kőzetek általában; 2 = kréta homokkő; 3 = eocén márga; 4 = oligocén kavics konglomerátum; 5 = terasz kavics; 6 = édesvízi mészkő, alatta pannóniai gyöngykavics; 7 = lejtőlész; 8 = iszap

3. A Duna jobb partján kimutatható egy 40-50 m viszonylagos magasságú terasz, ugyanakkor a bal parton e terasznak nyoma nincs meg (III.).

4. Dunaalmás—Neszmély térségében, valamint Nyergesújfalutól DK-re képződött egy jól fejlett és vastag terasz kavics fedett, 60—80 m viszonylagos magasságú terasz. A bal parton ez sem mutatható ki (IV.).

5. A 100—120 m viszonylagos magasságot elérő teraszt V. számmal jelöltük. A vele azonos bal parti terasz 80—90 m magas.

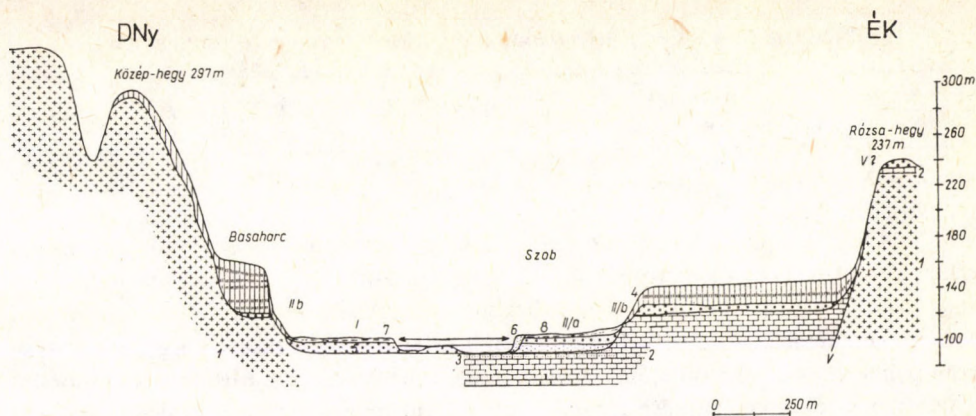
6. A Duna jobb partján, 140—170 m viszonylagos magasságban csak szórványosan látunk Duna-teraszokat (VI.).

7. A Gerecse-hegység É-i előterében két helyen, 170—210 m viszonylagos magasságban (Kőpíte, Újhegy Dunaszentmiklósnál, Öreghegy Látatlannál) jól görgetett és részben delta szerűen rétegzett kvarckavicsokat találunk. A vastag kavicsréteget édesvízi mészkőtakaró fedi. Ezeket korábban VII. sz. teraszos szintnek jelöltük (4. ábra).

### 3. Duna-teraszok és geomorfológiai szintek a Visegrádi-szorosban

A Dunántúli-középhegység Esztergom és Vác közötti szakaszán a Duna harmad-időszaki vulkánikus hegységen folyik keresztül. Ezen a szakaszon 7—8 teraszos szint figyelhető meg, azonban az előző völgyszakasztól eltérően a teraszos szintek ebben a





5. ábra. Szelvény a Pilismarót melletti Basaharc és Szob között. — 1 = andezit, andezittufa; 2 = badeni lajta mészkő; 3 = homokkő; 4 = őstalajokkal tagolt lösz; 5 = teraszkvacs; 6 = folyóvízi homok; 7 = iszap; 8 = homokos iszap

magasságban jelentős ingadozásokat mutatnak: Visegrádig általában emelkedő, onnan lefelé csökkenő magasságúak.

Az Esztergom—Vác szakaszon a teraszok magassága jelentős mértékben eltér az előző szakaszokétól. A magasabb teraszok és szintek helyzete Szob és Basaharc között (5. ábra) más mint Visegrádnál, ahol az egymásra következő teraszok magasabbak, míg később a Dunabogdány—Verőce közti szelvényben alacsonyodnak.

A Visegrádi-szoros magasabban fekvő szintjeit teraszkvacsok hiányában nem lehet egymással és más szakaszokkal párhuzamosítani. *Mivel teraszanyagot nem találunk, nem tudjuk biztosan megállapítani, hogy a morfológiai formája alapján teraszként megjelenő felszín ténylegesen Duna-teraszt képvisel-e vagy sem.* Ezért arra kellett korlátozódunk, hogy a ténylegesen meglévő teraszokat és morfológiai szinteket<sup>4</sup> számszerűen felsoroljuk. Megkíséreltük a teraszokat gyakoriságuk alapján rendszerezni, hogy azokat más völgyszakaszok jobban felkutatott teraszrendszerébe besoroljuk (1. táblázat).

A jobb összehasonlítás kedvéért terasz magassági értékeket idézünk a Gerecse-hegység É-i pereméről (2. táblázat).

1. táblázat. Teraszok és szintek a Duna 0-pontja felett a Visegrádi-szorosban m-ben

	I.		II.		III.	IV.	V.	VI.	VII.	VIII.
	a	b	a	b						
Pilismarót	—	6	15	25	70-80	110-130	140-160	180-220	240-260	
Nagymaros	4	6	15	27	80	110-130	150-160	210-230	260-280	360-370?
Verőcemaros	4	6	14	25	70-80		140-170	180-220	240-260	

<sup>4</sup> A legmagasabbak tulajdonképpen völgyi heglábfelszínek, völgyi pedimentek maradványai.



2. táblázat. Teraszok és szintek a Duna 0-pontja felett a Gerecse É-i peremén m-ben

I.		II.		III.	IV.	V.	VI.	VII.
a	b	a	b					
3	5	10	22	37	72	120	150	210

A Gerecse É-i peremén az egymást követő teraszok viszonylagos magassága kisebb, mint a Visegrádi-szorosban. A Visegrádi-szorosban lévő szintek magassági viszonyaiból joggal lehet a hegység erősebb emelkedésére következtetni. A környező hegységkeret emelkedése nélkül egy több, mint 300 m mély teraszos völgy keletkezése ezen a helyen alig képzelhető el. Az emelkedés mértéke ezen a helyen, különösen a magasabb szintek keletkezése idején, a 25—27 m magas teraszok kialakulásáig (az újpleisztocénig) erősebb volt, mint a Gerecse É-i peremének emelkedése. A Visegrádi-szorosban világos összefüggés áll fenn a III. sz. terasz jelentős viszonylagos magassága (70—80 m) és a Kisalföld központi részének a középsőpleisztocénban kezdődő intenzívebb süllyedése között. A teraszok futása a Visegrádi-szorosban, valamint viszonyuk a megelőző és következő szakaszok teraszaihoz antecedens völgyképződést bizonyítana.<sup>5</sup>

#### 4. Teraszok, hordalékkúpok, deltakavicsok a Magyar-középhegység és az Alföld között

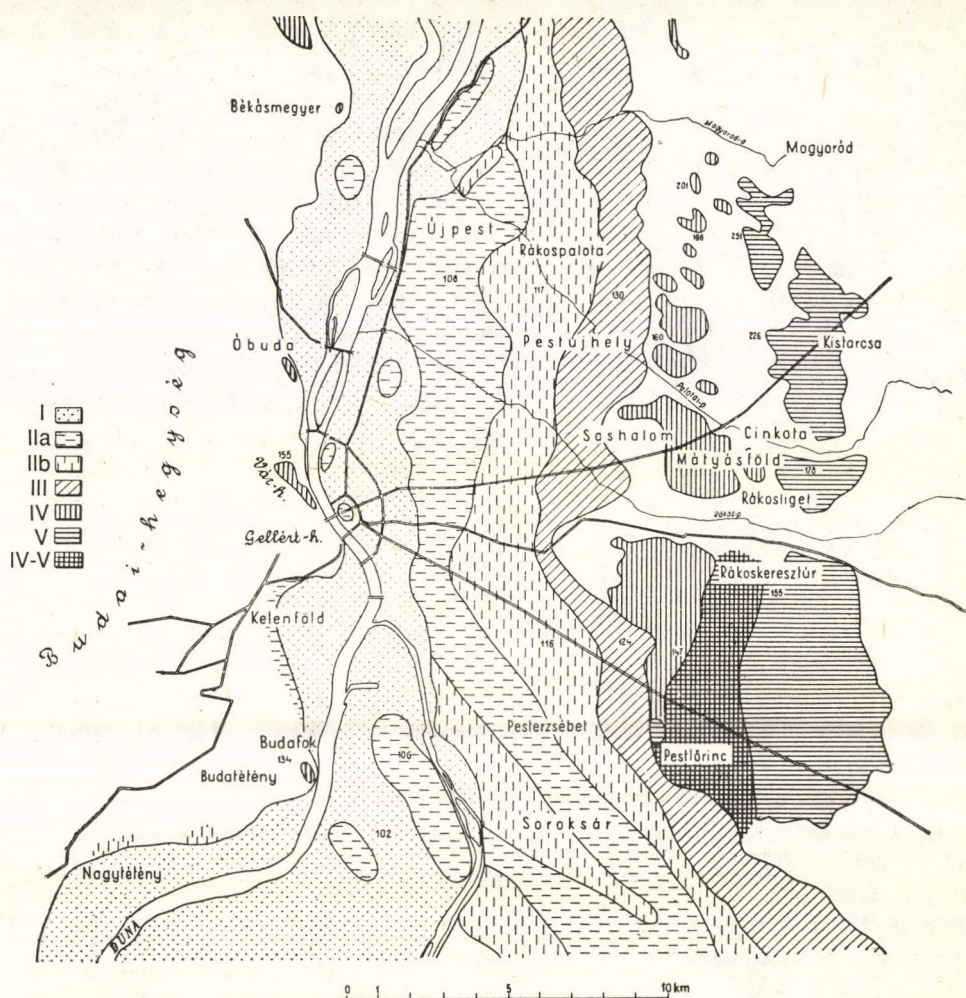
A Magyar-középhegység és az Alföld között, a Vác—Budapest szakaszon csökken a Duna-teraszok száma, az Alföld felé — különösen Budapest környékén — egyre alacsonyabbak is lesznek (6., 7. ábra). A Vác és Budapest közötti térségben a Duna durva kavicslerakódásaiból hordalékkúp-síkságot épített fel 5—6 terasszal (6., 7. ábra). Ezen a szakaszon — az ún. Pesti-síkságon — a legrégebb hordalékkúp-terasz és deltakavics abszolút magassága lépcsőzetesen süllyed le 250 m-ről 120 m-re.

#### 5. A Duna völgye és a Duna alföldi hordalékkúpja

A Duna, miután áttörte a Magyar-középhegységet, nagy kanyarulattal D felé fordul. A negyedidőszak folyamán a megsüllyedt Alföld közepe felé vastag hordalékkúpot halmozott fel, amely több, mint 150 km-re nyúlik DDK-i irányba a mai Duna—Tisza közén.

<sup>5</sup> Ugyanakkor a Kisalföld, a Gerecse és a Pesti-síkság peremi delta szerűen rétegzett kavicsok többszöri előfordulása egy pannóniai — pontusi tengerszoros feltételezését is alátámaszthatja.



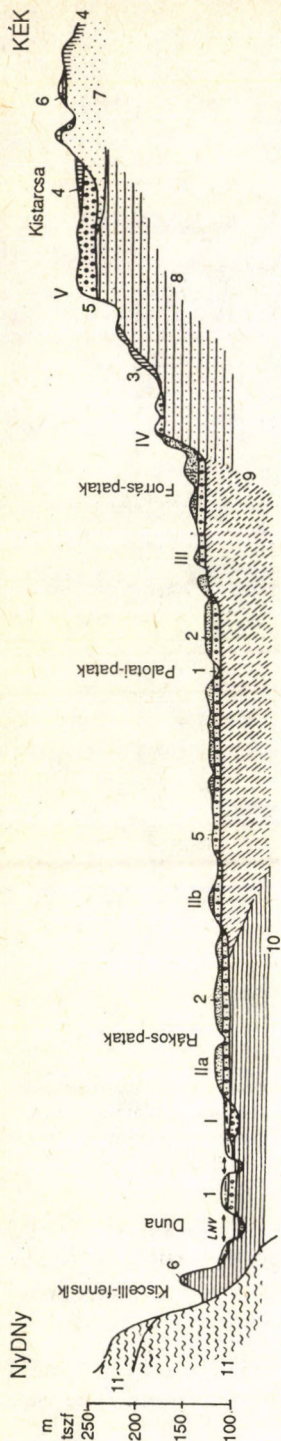


6. ábra. Duna-teraszok, hordalékkúpok és deltakavicsok a Pesti-síkságon. I = ártér; II/a = városi, alacsony terasz (W); II/b = városi, magas terasz (R/W); III = középső terasz (R); IV = idősebb kavicskúp-terasz (M); V = legidősebb hordalékkúp-terasz (G, Prae-G és pliocén-miocén delta rétegzésű kavicsok egymásra és egymás mellé települve); IV—V = a legidősebb hordalékkúp kavics, deltakavicsra települve

A Budapesttől való távolság növekedésével az idősebb kavicsrétegek mindig mélyebbre süllyednek, Kecskeméttől DK-re már 250 m mélységben találhatók. A Duna—Tisza közti háton ma futóhomok-buckasorok és homokos löszsíkságok váltakoznak. A hát D-i részét főleg fiatal löszfelszínnek jellemzik.

A Duna jelenlegi árterülete É—D-i irányban egy kb. 20—25 km széles és közel 200 km hosszú meanderekkel tagolt sík felszín. A Duna völgyelése peremén alacsony





7. ábra. A Duna-völgy keresztmetszelve Öbuda és Kerepes között. — 1 = folyóvízi homok; 2 = futóhomok; 3 = lejtőtörmelék; 4 = lösz; 5 = terasz kavics és homok (I—IV sz. teraszok); 6 = édesvízi mészkő; 7 = gödöllői homok (mio-pliocén); 8 = pannóniai agyag és homok (felsőmiocén); 9 = mediterrán rétegek; 10 = mediterrán rétegek; 11 = brünni és budai márga

teraszok csak keskeny sávban maradtak fenn (8. ábra). Ezek a Duna ún. városi terasza (II/a) maradványai.

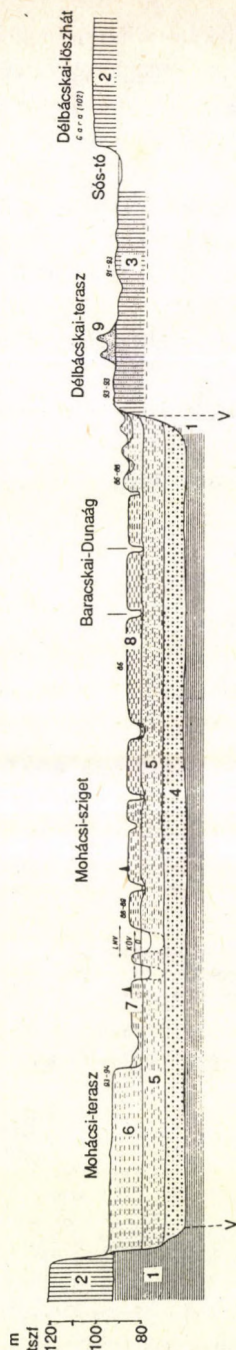
Az ötvenes évek óta különböző vélemények vannak arról, hogy a Duna a pleisztocénban mikor kezdte felvenni mai É—D-i folyásirányát. MIHÁLTZ I. (1953) szerint a Duna—Tisza köze homokos löszfelszíne eolikus eredetű, tehát DK-i irányban a Duna nem folyt rajta keresztül. MOLNÁR B. (1975) granulometriai elemzése szerint a hát homokanyaga 40—100 m mélységig túlnyomóan szélgörgette anyag, a Dunának tehát legalább a középsőpleisztocén óta É—D-i irányú völgyében kellett folynia. Ezzel szemben a jelen tanulmány szerzője — többekkel együtt — azon a véleményen van, hogy a Duna a pleisztocén folyamán a Duna—Tisza közén, több ágra oszolva, átlósan folyt keresztül. A futóhomokot és a lösz az ÉNy-i szelek az árterületek hordalékkúpjaiból fújták ki és azután felhalmozták. A bácskai löszhátság az utolsó glaciális nagy részében összeköttetésben volt a Mezőföld löszpásztáival.

## 6. A Duna-teraszok kora

1. A magasártér, az ún. I. sz. terasz keletkezhetett akár az ujholocénban, akár az óholocénban is (holocén fatörzseket találtak a kavicsanyagban). Emellett olyan felszínek is előfordulnak, amelyek nem tartoznak az ártéri szinthez és csak kevéssel magasabbak, mint az I. sz. teraszok. Keletkezésük az óholocénra tehető, habár helyenként pleisztocén lerakódásokból is képződhetnek. E felszínek szintén az I. teraszhoz sorolhatók (pl. a sárközi terasz-sziget, a kalocsai terasz).

2. A II/a. terasz képződése a késői pleisztocén végére tehető (würm). A terasz kialakítása a posztglaciálisban következett be. Ezt a teraszt





8. ábra. Keresztszelvény a Duna-völgyi ártérén Mohács és Baja között (SÜMEGHY J. nyomán). — 1 = pamóniai agyag és homokos agyag; 2 = lösz; 3 = homokos lösz; 4 = folyóvízi homok és kavics; 5 = homokos folyóvízi iszap; 6 = lösszerű, homokos iszap (kb. 20 ezer éves faszén maradványokkal); 7 = homokos öntésiszap; 8 = öntésiszap; 9 = futóhomok

általában futóhomok fedí, a típusos lösz hiányzik. A lepelhomokban található egy eltemetett talajszint faszénmaradványokkal, amelynek korát  $9535 \pm 100$  évben BP állapították meg (Hv 4192). E terasz jellegzetes faunája az *Elephas primigenius*. A terasz felső rétegében krioturbációs jelenségek is előfordulnak.

3. A II/b. terasz képződése az újpleisztocén kezdetére (R/W-interglaciális, esetleg fiatal riss) tehető. A teraszokat az esetek többségében típusos lösz vagy homokos lösz fedí. A gerinces faunát az *Elephas primigenius* ősi formája képviseli. A teraszanyag felső szintjében a glaciális éghajlat hatását tükröző „jégzsákok” és „jégékek” találhatóak. A teraszokat helyenként édesvízi mészkő fedí. A Th/U-kormeghatározó módszer alapján az édesvízi mészkő kora 70 000 — 100 000 év.

4. A III. sz. teraszok a középső pleisztocénban keletkeztek, valószínűleg a riss glaciális első felében. *Elephas antiquus* maradványokat csak a Győr környékén előforduló terasz kavics anyagában találtak. A harmadik ármentes teraszon fekvő édesvízi mészkő kora az óbudaai Kiscelli-fennsíkon 175 000 év.

5. A IV. sz. terasz felkavicsolódása valószínűleg az ópleisztocénban ment végbe. A Várhegy édesvízi mészkövében<sup>6</sup> talált faunamaradványok lehetővé teszik annak feltételezését, hogy a IV. sz. terasz a mindel jégkorszakból származik (MOTTL M. 1942, KROLOPP E. és társai 1976). A terasz kialakulása — ahogyan ezt a Budapest környékéről származó adatok mutatják — már a mindel végén megindult erős kéregmozgás és az alföldi peremsüllyedések keletkezése során elkezdődött.

6. Az V. sz. terasz képződésének idejét geomorfológiai és rétegtani adatok alapján a Gerecse hegységben az ópleisztocénra lehet tenni. Ezt a teraszt Dunaalmáson, a Vöröskő-hegyen kiterjedt, vas-

<sup>6</sup> A budavári édesvízi mészkő abszolút korát Th/U módszerrel 380 000 évesnek határozták meg (HENNIG és társai 1983).



tag édesvízi mészkő borítja. A mintegy 30 m vastag traventino takarót több homokos édesvízi mészkő betelepülés tagolja, melynek korát MÁRTON P. paleomágnesei mérései alapján a Jaramilló eseményt közvetlen megelőző időszakig számíthatjuk (0,9-1 millió év). Az édesvízi mészkő felső rétegéből *Archidiskodon meridionalis* leletek kerültek elő (PÉCSI és társai 1988).

A Pesti-síkságon az V.számmal jelölt kavicsszintek korban nem egyszerű megfelelő a középhegységi völgyszakasz V. sz. teraszának. A Pesti-síkságon az V. sz. kavicsok legalább két hordalékkúp-teraszt és helyenként ezek által, ill. bentonittal elfedett delta-kavicsokat is magukba foglalnak. Így érthető, hogy az *Archidiskodon meridionalis* leletek mellett *Mastodon borsoni* leletek és kövesült fatörzsek is előkerültek az egykori kerepesi, rákoskeresztúri ill. lőrinci nagy kavicsbányákból.

7. A középhegységi völgyszakasz V.-VII. sz. teraszai és morfológiai szintjei korát a Pesti-síksági V. sz. szint kavics-előfordulásaival hozhattuk párhuzamba.

A VI. sz.-mal jelölt Duna-teraszt a Gerecsében Dunaalmásnál kislángi faunát tartalmazó, fordított mágnesezettségű édesvízi mészkő borítja. E travertino (T<sub>6</sub>) kora 1,4—1,8 millió évre, az alsópleisztocénre helyezhető, így az alatta települő teraszanyag ennél idősebb lehet, feltehetően már a pliocénban képződött (127—128. oldal táblázata).

8. A Gerecse-hegységi szakaszon a VII. számmal jelölt teraszon, ill. idősebb geomorfológiai szinteken előforduló kavicsok és homokok tulajdonképpen már neogén tavi és sekély tengerparti delta képződmények. Ezek is neogén édesvízi mészkő-összletek védelme alatt maradtak meg (52. oldal ábrája).

## IRODALOM

- FINK, J. 1960. Leitlinien einer österreichischen Quartärstratigraphie. — Mitt. Geol. Ges. Wien. Bd. 53, pp. 249—266.
- GÓCZÁN, L. 1963. Die Bildung des Beckens von Tapolca (ungarische Daten zur Bestätigung des Donau-Glazials). — International Geographical Union Session of Commission on Periglacial Morphology in Hungary, Budapest. X/1—3.
- HENNIG, G. J.—GRÜNN, R.—PÉCSI, M.—BRUNNACKER, K. 1983. Th-230/U-234 sowie ESR-Alterbestimmungen einiger Travertine in Ungarn. — Eiszeitalter und Gegenwart, 33. pp. 9-19.
- KROLOPP, E.—SCHWEITZER, F.—SCHEUER, Gy.—DÉNES, G.—KORDOS, L.—SKOFLEK, I.—JÁNOSSY, D. 1976. Quaternary formations of Castle Hill in Buda. — Földt. Közl. 106.3. pp. 224—225.
- LÓCZY, L. (id.) 1916. Resultate der wissenschaftlichen Erforschung des Balatonsees. — Wien. Kom. Hölzel. 716 p.
- MIHÁLTZ, I. 1953. La division des sediments Quaternaires de l'Alföld. — Acta Geol. 2. 1—2. pp. 109—121.
- MOLNÁR, B. 1975. Über die Gesetzmäßigkeiten der terrestrischen klastischen Sedimentation in der Ungarischen Tiefebene. — Zeitschrift für Geologische Wissenschaften, Berlin, 10. pp. 1349—1367.



- MOTTL, M. 1942. Beiträge zur Säugetierfauna der ungarischen alt- und jung-pleistozänen Flußterrassen. — MÁFI Évkönyve. pp. 66—125.
- PÉCSI, M. 1958. Das Ausmaß der quartären tektonischen Bewegungen im ungarischen Abschnitt des Donautales. — Petermanns Geogr. Mitteilungen 1. 102.3. pp. 274—28.
- PÉCSI M. 1959. A magyarországi Duna-völgy kialakulása és felszínalakulása. — Földr. Monogr. 3. Akad. K. Budapest, 345 p.
- PÉCSI, M.—SCHEUER, Gy.—SCHWEITZER, F. 1988. Neogene and Quaternary geomorphological surfaces and lithostratigraphical Units in the Transdanubian Mountains. — Paleogeography of the Carpathian Regions. Elmélet-Módszer-Gyakorlat 47. Geogr. Research Inst. of HAS. Budapest 11-41.
- SÜMEGHY J. 1950. A Duna—Tisza közének földtani vázlata. — Földt. Int. Évi Jel. pp. 233-263.
- SZÁDECZKY-KARDOSS, E. 1938. Geologie der rumpfungarländischen Kleinen Tiefebene mit Berücksichtigung der Dunaugoldfrage. — Mitt. d. berg. u. hüttenm. Abt. Sopron. 442 p.



## Folyóteraszok deformációi és a tektonikus törések\*

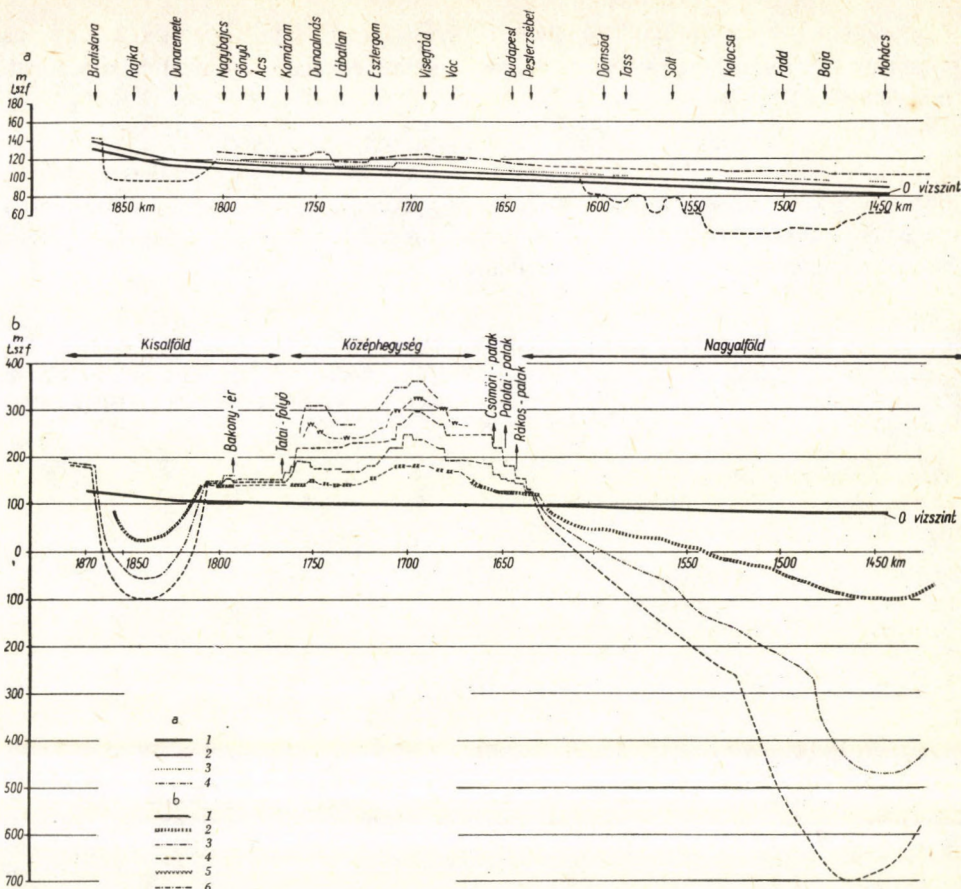
A tektonikus törésvonalak térbeli helyzetének meghatározására, működési intenzitásuk és gyakoriságuk feltételezhető idejének megállapítására a földtudományok széles köre hivatott. Mind több és egyre megbízhatóbb módszerrel közelítik meg a törésvonalak helyét, amire a műszaki nagylétesítmények biztonságos telephelyének kiválasztásához, ill. az építésföldtani előtervezéshez nélkülözhetetlenül szükség van.

Különösen nehéz feladat a jelenkorban is aktivizálódó törésvonalak pontos meghatározása az olyan területeken, ahol a felszínt fiatal, laza kőzetek borítják. Magyarország területe az Alpi-Kárpáti övezeten belül az ún. neotektonikus szerkezethez tartozik. A fiatal medenceszerkezet kialakulása közben reaktivizálódott, vagy újonnan létrejött törésvonalak rejlenek az ország túlnyomó részét befedő laza üledékek alatt. A műszaki igényeket is kielégítő helyzetmeghatározásukhoz az első megközelítést a domborzati textúra, a felszíni formák kialakulásának elemzése, a folyóvízi meder-, ill. völgyhálózat értékelése nyújthatja. Tanulmányunkban a folyóvízi teraszoknak a tektonikus törések okozta deformációjával és ezek mértékével foglalkozunk.

A teraszmorfológiai módszer a törésvonalakat, ill. a fiatal tektonikus mozgások mértékét terepi kutatásokkal és mérések alapján segít meghatározni. E munkamódszer alkalmazásával — leegyszerűsítve — abból az összefüggésből indulunk ki, hogy a folyók medrüket, ill. ártéri völgytalpukat az esésgörbe szintjében alakítják ki. Az ártéri szintben lerakott üledék lejtése a nagyobb folyók esetében — 1‰-nél kisebb — igen ellaposodó asszimptotikus görbe, mely tehát a vízszinteshez viszonyítva km-enként több, mint egy méterrel hajlik le. Csupán a kis folyók, ill. a vízfolyások hegységi, forrásvidéki szakaszain növekszik meg az esésgörbe 10 ‰ fölé. Általában feltételezhető, hogy ahol és amikor a folyómeder az ártéri szintjébe fokozatosan bevágódik és ez utóbbi ármentes terasszá alakul, az újonnan létrejött terasz felszíne lényegében a folyó esésgörbéjét követi egész hosszában. A hosszú idő óta viszonylag tektonikai nyugalomban lévő ősmasszívumokon és táblás szerkezetű kontinensrészeken a folyók idősebb teraszai is lényegében a jelenkori esésgörbével párhuzamosak. Ezzel szemben a különböző tektonikai szerkezeteken keresztül hatoló folyók (idősebb) teraszainak felszínei jelentős mértékben eltérnek, az esésgörbéhez viszonyítva deformálódtak (1. ábra).

\* Die tektonische Bedeutung von Terrassendeformationen. — Geografický Časopis. 1985. 37. 2-3. pp. 252-269.





1. ábra. A magyarországi Duna-teraszok magassági viszonyai (PÉCSI M. 1959). — a = alacsony teraszok: 1 = a Duna 0 pontjának görbéje; 2 = az I. terasz, ill. az ártér magasabb szintjei; 3 = II/a. sz. terasz a késői pleisztocén végéről; 4 = II/b. sz. terasz a késői pleisztocén kezdetéről. b = magasabb teraszok: 1 = a Duna 0 szintjének görbéje; 2 = III. sz. terasz a fiatalabb középsőpleisztocénből; 3 = IV. sz. terasz a középsőpleisztocén kezdetéről; 4 = V. sz. terasz az idős pleisztocénből; 5 = VI. sz. terasz az alsópleisztocénből; 6 = VII. sz. terasz, amely a plio-plleisztocén határán képződött

## A) A Duna-teraszok helyzete

SZÁDECZKY - K.E. (1938) ismertette először, hogy a Duna-teraszok a Kisalföld-re érkezve rendre alacsonyabbakká válnak, a medencében pedig normális rétegződésű üledéköszerletbe mennek át.

A Duna-völgyben végzett évtizedes vizsgálataink során tapasztaltuk, hogy a Duna-teraszok relatív magassága nemcsak a középhegységek peremén, az alföldekre való kilépés zónájában ingadozik, hanem pl. a középhegységen belül is. Az idősebb teraszok



magassági helyzetében mutatkozó jelentős eltéréseket a Budapest környéki kavicsteraszfeltárások vizsgálata során sikerült a tektonikus törésvonalakkal közvetlen kapcsolatba hozni (PÉCSI M. 1959).

Ennek a felismerésnek révén a Duna-teraszok helyzetében a lokális tektonikus elmozdulásokra más völgyszakaszokon, pl. a Duna középhegységi szakaszán belül is több helyen következtetni lehetett. A Duna magyarországi szakaszán az azonos korúnak meghatározott teraszok helyzetét — a jelenkori esésgörbéhez viszonyítva — az 1. ábrán és az 1. táblázaton szemléltettük és foglaltuk össze.

1. táblázat. A Duna teraszszintjeinek magassági viszonyai Győr és Budapest között

A teraszok számozása	A teraszok kora	A teraszok magassága (m) a Duna 0 pontja felett			
		Győr	Neszmély	Visegrád	Budapest
I/a. alacsonyártér	holocén	3	3	—	3
I/b. magasártér	óholocén (részben)	5	5-6	6	6
II/a. terasz	késői würm	10	10	14	10
II/b. terasz	korai würm és utolsó intergl.	20	25	26	20
III. terasz	riss glaciális	30	25	26	20
IV. terasz	mindel glaciális		78	140	53
V. terasz	günz glaciális, günz-mindel		120	200	
VI. terasz	alsópleisztocén, dunai glaciális	45	170	230	
VII. terasz	plio-pleisztocén határa		210	275	

A geomorfológiai kutatások eredményeként a magyarországi Duna-völgyben három különböző teraszmorfológiai típusú szakaszt különítettünk el (PÉCSI M. 1959):

1. A középhegységben a Duna 7 teraszos völgyet képezett ki. Ezen a völgyszakaszon belül a geológiai felépítésnek megfelelően két különböző teraszmorfológiai típusú völgy különíthető el: a Gerecsei-szakasz és a Visegrádi-völgyssoros (1. ábra).

2. A két alföldi típusú völgyszakaszon — a Kisalföld és az Alföld közepén — csak ártéri szintek, vagy terasz nélküli hordalékkúpok, esetleg 1-2 alacsony hordalékkúp-terasz formálódtak ki.

3. A középhegység és az alföldek közötti átmeneti völgyszakaszon viszont a pleisztocén során 3-5 hordalékkúp-terasz képződött. Ezek felhalmozódása, ill. képződési időtartama összességükben a hegységi 7 terasz kialakulásával lehetett azonos.

A részletes elemzésekből az is kitűnt, hogy a Duna magyarországi szakaszán még az „ártéri szintben” fekvő üledékek sem teljesen azonos korúak. A nagykiterjedésű és ártéri szintben fekvő síksági hordalékkúpokon a holocén kori és felsőpleisztocén (würm) kori kavicsos üledékek azonos geomorfológiai szintben egymás mellett is települnek. Ezzel szemben a hegységi völgyszakaszokon a Duna óholocén hordaléka alacsony, de ármentes teraszt formál.

Általánosságban törvényszerűnek azt találtuk, hogy a hegységi völgyszakaszokon az alacsonyabb ármentes teraszok (a II/a. számmal jelölt első és a II/b. jelzésű második



ármentes teraszok) többnyire összefüggők, ill. közel azonos korúak. A magasabb teraszokat, amelyeket az ártér feletti helyzetük sorrendjében III., IV., V., VI. és VII. számmal jelöltünk, csak az azonos hegységszerkezeti típusú völgyszakaszokon belül lehetséges (relatív) egykorúnak, ill. azonos fázisban képződöttnek tekinteni (PÉCSI M. 1959, 1971). Ennek figyelembevételével a Duna-teraszok kialakulásának kronológiai értékelését a Magyar-középhegységben a hét teraszos völgyszakasz egyes — Gerecse-hegységi — keresztzelvényeire vonatkoztatjuk (2. ábra). (Összehasonlításlul természetesen felhasználtuk az egész középhegységi völgyszakasz teraszainak vizsgálatából nyert biostratigráfiai és abszolút kronológiai adatokat is).

## B) A Duna-teraszok helyzetéből levonható következtetések

Az egymással azonosított Duna-teraszok magassági különbségei a negyedidőszakban jöttek létre. Feltételezhető, s számos adattal igazolható, hogy a magassági különbségek fiatal kéregmozgások hatására történtek, törésvonalak mentén. A pleisztocénban a Duna mai esésgörbéjéhez képest a középhegység mintegy 200—250 m-t emelkedett, a Kisalföld közepe mintegy 200 m-t süllyedt. A Duna—Tisza köze középső részén a negyedidőszaki süllyedés 150—200 m, D-i részén már 250—450 m.

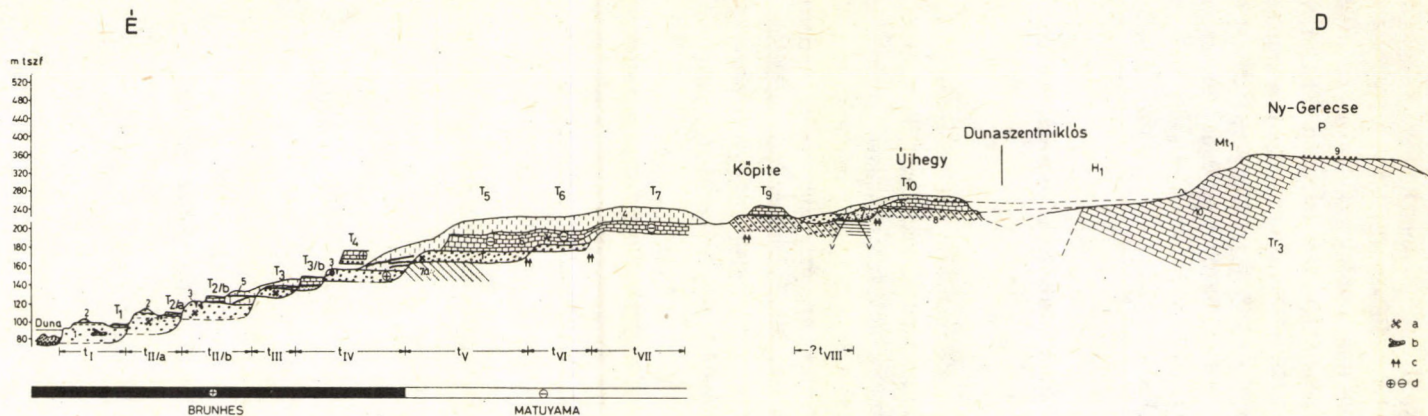
A Duna-völgyben a teraszok és a folyóvízi hordalék párhuzamosításával a tektonikus mozgások iránya, mértéke és ideje is megközelítően kiolvasható (1. ábra).

A teraszok lokális deformálódásában résztvevő törések nyomvonalai — néhány helytől eltekintve — csak megközelítően rögzíthetők, mert azok mentén többnyire kisebb eróziós völgyek formálódtak. A törés pontos vonala többnyire erodálódott és eltemetődött. A 3. ábrán tüntetjük fel a legmarkánsabban kijelölhető törésvonalakat, ill. törésnyalábokat, amelyek a Duna teraszait kialakulásuk utáni helyzetükből számottevő mértékben deformálták.

A pannóniai medencének, ill. részmedencéinek süllyedése a negyedidőszak folyamán térben is és időben is egyenetlen sebességgel mozgással ment végbe. Erre következtetünk abból is, hogy a medencéhez tartozó folyóvölgyek hordalékkúpos teraszrendszere nem teljesen azonos. Az egyazon medencéhez tartozó folyók teraszrendszereiben nemcsak lokális, hanem bizonyos regionális különbségek, eltérések is mutatkoznak.

A terasz kutatás egy korábbi időszakában ezeket a kisebb különbségeket nem vették észre, vagy figyelembe. Úgy vélték, hogy a Dunának és mellékfolyóinak teraszrendszere (a teraszok száma, a teraszszintek magassága) lényegében mindenütt azonos. A teraszok keletkezését döntően a negyedidőszaki klímaváltozásokkal magyarázták. E feltevések szerint regionális kiterjedésben azonos teraszrendszerű völgyekben azonos magasságú és számú teraszrendszerek kialakulását csak regionálisan ható éghajlati tényezőkkel lehet értelmezni.





2. ábra. Geomorfológiai szintek a Nyugati-Gerecseben Almásneszmély és Dunaszentmiklós szelvényében (PÉCSI M.—SCHEUER Gy.—SCHWEITZER F. 1984). — 1 = folyami terasz kavics és homok;  $t_I$  —  $t_{VIII}$  = teraszok (a feltételezeten  $t_{VIII}$  számmal jelölt terasz kavics eróziós diszkordanciával települ a felsőpannon deltakavicsra, elrombolva a legfelső pannon homokot és a gyöngykavicsos homoktagozatot); 2 = futóhomok; 3 = pleisztocén krioturbáció maradványai; 4 = lösz, lejtőlösz; 5 = fosszilis talajok a löszben; 6 = édesvízi mészkőszintek:  $T_1$ — $T_{10}$  = különböző korú édesvízi mészkőszintek; 7 = felsőpannon gyöngykavicsos homok, melynek alsó részébe édesvízi mészkő-görgetegek települnek; 7a = felsőpannon keresztrétegzett homok (Bérbaltavárium ?); 8 = felsőpannon deltakavics és homok; 8a = felsőpannon agyag, finomhomokos iszap, olykor vékony, 10-20 cm vastag gyöngykavics rétegekkel tagolva; 9 = miocén (?) teresztrikus kavics; 10 = felsőtriász mészkő;  $H_1$  = felsőpliocén hegyláb felszín-maradvány, melynek peremén a 2. sz. felsőpannon abráziós színű átöröklődött;  $Mt_1$  = felsőpannon abráziós színű; P = harmadidőszak előtti, harmadidőszaki planációs szint, miocén teresztrikus kavicsfoszlányokkal (?); a = faunalelőhely; b = szenesedett fatörzs maradványok; c = hévforrástőlcsér-nyomok az édesvízi mészkőben, ill. kavicsban; d = paleomágneses polaritás, MÁRTON P. és PEVZNER M. A. vizsgálatai szerint



Azonban szerintem — és mások nézete alapján is — az azonos teraszrendszerek képződését az erózióbázis dinamikus egyensúlyi süllyedésének feltételezésével, tehát tektonikus mozgással is meg lehet indokolni. Ez a feltételezés azonban csak elméletileg szükséges, mivel az újabb kutatások a pannóniai medence felé tartó folyók teraszrendszereiben rendre kisebb-nagyobb különbségeket tártak fel.

Tapasztalataink szerint az sem mindig bizonyítható, hogy egy medence valamely süllyedő fázisának a szomszédos hegységkeretben egy meghatározott teraszképződés a következménye. Vagy, ami ennek megfelelő elv, hogy a hegység egyszeri — tartósabb — megemelkedése egy bizonyos terasz képződését vonja maga után. Ez utóbbi esetben lehetséges az is, hogy egynél több terasz alakul ki a hegység egyes völgyszakaszain. Ha ugyanis egy tartósan emelkedő hegységben a folyó medre az emelkedés során, vagy azt követően hosszú időn át egyensúlyban marad, szukcesszíve teraszos völgy formálódhat. Mindez azonban csak rövidebb folyókra vagy völgyszakaszra lehet érvényes, a poligenetikus — több részmedencét keresztező — vízfolyásokra csak igen ritkán. Az Alpi-Kárpáti-hegységkeretben az általános vergenciák mellett gyakori a lokális, a heterogén módon mozgó tektonikai egység. Ennek következtében és az éghajlat változásának hatására az emelkedő hegységi völgyszakaszokon rendszerint több terasz képződik, mint pl. a hegységi előterekben. Vagyis pl. a medence peremén egy hordalékkúp-terasz képződésének kialakulása idején a hegységben több terasz formálódhat ki.

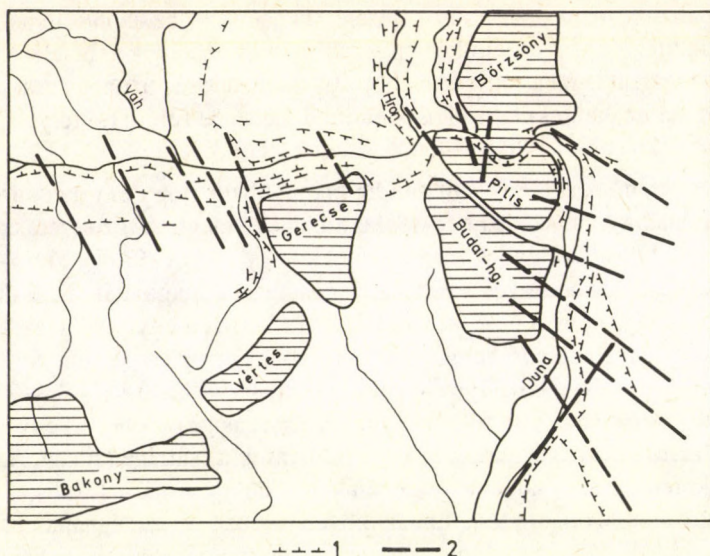
### **C) Adatok a negyedidőszaki tektonikus törések idejére a Duna-völgy magyarországi középhegységi völgyszakasza teraszain**

A Duna-teraszok teraszmorfológiai helyzetéből (1. ábra, 1. táblázat), azok kialakulási korának ismerete alapján, ill. egyéb rétegtani adatok segítségével (PÉCSI M. 1959, 1971, KRETZOI M.—PÉCSI M. 1979) több esetben megállapítható, ill. feltételezhető volt a fiatal kéregmozgások időbeli sorrendje, főbb szakaszai és a törésvonalak helye (3. ábra).

#### **1. Posztglaciális-jelenkori mozgásfázis (11 ezer évtől napjainkig)**

Azokon a szakaszokon, ahol a Duna völgyét nem kísérik ármentes teraszok, geomorfológiai értelemben a folyószakasz lényegében a jelenkorig süllyed. Ez a helyzet a Kisalföldön a Parndorfi-fennsík és Győr között, ill. a Duna bal partján egészen Komáromig, továbbá kisebb terasznélküli medencékben, mint a Dorogi-, Szobi-medence és Budapesttől D-re az országhatárig. Ekkor alakult ki a Soroksár—ócsai-süllyedék. Benne a Dunának egy ága fejlődik ki, majd újabb mozgás hatására a Soroksári-Dunaág felveszi jelenlegi irányát. A süllyedés törésarányai felismerhetők voltak az 1956. évi Dunaharaszti környéki földrengések alkalmával keletkezett repedésvonalakon. A poszt-





3. ábra. A Duna-völgyet keresztező jelentősebb tektonikus törésvonalak feltételezhető iránya, teraszdeformációk elemzése alapján. — 1 = különböző korú teraszok; 2 = törésvonalak

glaciálisban tovább mélyül a Kalocsai-süllyedék. Ekkor zajlott le a mohácsi teraszperem, a Kecel—Baja közötti magaspárt menti mozgás és Mohács—Apatin közti süllyedés. A Mohácsi-szigeten pl. több, mint 20 m-t elérő vastag holocén rétegsor halmozódott fel.

## 2. Az utolsó eljegesedés alatti mozgásfázis (kb. 100 ezer évtől 11 ezer évig)

A II/a.sz. teraszt ez időszak utolsó harmadában formálta a Duna. A középhegységi szakaszon már e terasz helyzete is észrevehetően az átlagos magasság fölé emelkedik (1. ábra).

E terasz egyes szakaszokon való előfordulása, ill. hiánya alapján kisebb kiemelkedések és süllyedések tételezhetők fel. A jelzett időszak közepén a hegységi völgyszakaszon emelkedés, a kisalföldi medencékben (Győri-medence, Dorogi-medence), továbbá az alföldi szakaszon a kisebb süllyedésekben lesüllyedések a jellemzők. Ekkor kezdődik a Kalocsai- és más Duna menti részmedence süllyedése. A hegységi szakaszon a II/b.sz. teraszon vetődések kis elmozdulásokra utalnak. A Kalocsai-medence süllyedése alakítja ki még az utolsó eljegesedés idején a Duna mai folyásirányát. A Dunaharaszti—Kecskemét közti, DK-i irányban elnyúló korábbi süllyedék mozgása lelassul, a Duna folyási irányának alakulására nem hat ki. A törésvonal azonban a jelenkorban ismét reaktivizálódik. Ennek következménye napjainkig kihat, pl. a kecskeméti (1911) erősebb földrengés.



### 3. Az utolsó interglaciális kori mozgásfázis (kb. 125—100 ezer évek között)

Ez viszonylag erős volt, de csak kisebb medencék süllyedtek meg. Ilyenek a Pesti-síkság D-i részén a Gyáli-patak és a dunaharaszti holtág közti süllyedékek, a Kalocsai-süllyedék és a Lábatlan—Esztergom közötti kis medence. A hegységi szakaszon különböző mértékű, kisebb vetődések keletkeztek, ezek a Visegrádi-szorosban jelentősebbek. Ez a tektonikus mozgásfázis hozta létre a III. sz. Duna-terasz helyzetében mutakozó deformációkat, az esésgörbéhez viszonyítva. De ekkor megújult a Tatai-folyó alsó szakaszán a Gerecse-peremi törésnyaláb is. Jelentős édesvízi mészkőképződés folyt termálvizes karsztforrásokból. Folytatódott a süllyedés a Győri-medencében, ahol a Rába-vonal menti (3. ábra) töréses mozgás felújult.

### 4. Az utolsó előtti eljegesedés alatti mozgásfázis (kb. 250—125 ezer évek között)

A teraszmorfológiai adatok alapján e tektonizmus mértéke kevés helyről ismert, ill. kisebb jelentőségű, mintegy folytatása a nála idősebb fázisnak. Ebben a szakaszban a Győri-medence területe süllyedt tovább. Esztergom—Tokod — Ebed között fiók-süllyedék képződött. A középhegységi szakaszon, különösen a Visegrádi-szorosban mutakozik emelkedés, a Dunaharaszti-, Kecskeméti-, ill. Közép-alföldi-süllyedék tovább mélyült. Ennek hatására a Duna Budapesttől D-re még DK-i irányba építette hordalékkúpját.

### 5—6. Középleisztocén kori kettős mozgásfázis (kb. 500—250 ezer évek között)

A két egymást követő mozgásfázist időbelileg nehéz egymástól elkülöníteni. Ennek ellenére a kettőzöttségre teraszmorfológiailag lehet következtetni. A hegységi keret igen erős emelkedésére utalhat az a körülmény, hogy a IV. sz. terasz anyaga minden más Duna-terasz anyagánál lényegesen durvább hordalékot — görgetegeket — tartalmaz. Ezt a teraszképződést a mindel glaciállissal hoztuk kapcsolatba.

A mindel végén újabb, de jóval erősebb mozgás ment végbe, s folytatódott a mindel-riss interglaciálisban. Ennek következtében a Kisalföld közepe, a Mosoni-, ill. Győri-medence olyan erősen megsüllyedt, hogy a Duna kisalföldi „idősebb hordalékkúp-felszíne” (Győr és Dunaalmás között) ellenlejtésűvé vált. A Kisalföldön ui. a mindel-riss interglaciálisig a mainál is hatalmasabb folyami hordalékkúp alakult ki, a Parndorfi-fennsíkától a Gerecséig. A teraszmorfológiai adatokból kivehető, hogy ez az idősebb hordalékkúp a Kisalföld közepén a mindel-riss interglaciálisról kezdve süllyedt a mélybe. A süllyedés tartott a rissben és a würmben, sőt azóta is tart a jelenkorban is. Ezt jelezték a komáromi és a móri jelentősebb földrengések.

A magyarországi középhegységi Duna-szakasz mentén ez idő alatt erős emelkedés volt, az idősebb teraszok feldarabolódtak. Példája ennek a Pest környéki Duna-szakasz



a IV. és az V. kavicsszintek jellegzetes töréseivel (3. ábra). Ugyanitt a mozgás lezajlása is rögzíthető, mivel a III. terasz felszínén jelentősebb elmozdulás már nem észlelhető. A mindel végén, s főként a mindel-riss interglaciális ideje alatt lezajlott mozgási fázis volt az időszak egyik legjelentősebb, emellett jól tanulmányozható mozgása. *Ezek a mozgások két geomorfológiai szinten is édesvízi mészkő képződésére nyújtottak lehetőséget. Az ezt követő mozgások erőssége és területi kiterjedése jelentékeny volt (800 — 500 ezer év között.)*

#### *7. A középleisztocén alsó részébe sorolható mozgásfázis (kb. 1,1 millió — 800 ezer évek között)*

Igen jelentős volt ekkor a visegrádi völgyszakasz emelkedése. A Pesti-síkság területén az V. sz. ópleisztocén hordalékkúp-felszín feldarabolódása is megkezdődött. E mozgások az időszak második felétől kezdve újabb erős hőforrás tevékenységet váltottak ki, amely a T<sub>5</sub> jelzésű édesvízi mészkőszint képződését eredményezte a Gerecse és a Budai-hegység térségében kialakult alsópleisztocén (V.sz.) teraszon. Ennek az édesvízi mészkőnek az abszolút korát a paleomágneses vizsgálatok 700 ezer évnél idősebbnek mutatják (KRETZOI M.—PÉCSI M. 1982).

#### *8. A pliocén végi — alsópleisztocén mozgásfázisok (kb. 2,4—1,1 millió évek között)*

Ezeket teraszmorfológiailag nehéz egymástól különválasztani. Ez időszak alatt képződhetek az V. és a VI.sz. Duna-teraszok és a rájuk települő édesvízi mészkőszintek (KRETZOI M.—PÉCSI M. 1982, PÉCSI M.—SCHEUER Gy.—SCHWEITZER F. 1984). A Pesti-síkság É-i térségében Mogyoród—Kistarcsa környékén kettős, délebbre egytagú, de hatalmas hordalékkúp képződött, amely a Kecskemét környéki süllyedés felé növekedett. Ugyanekkor a Gerecse É-i peremén és a Visegrádi-szorosban két teraszszint alakult ki. A Gerecse É-i előterében az emelkedő tendenciát időleges süllyedés is felváltotta. A Visegrádi-szorosban a Szobi-medence kivételével az emelkedés szakaszonosan, de állandóan tartott. Az V—VI. sz. terasz képződése során a Kisalföld nagyrésze alig süllyedt, a Duna—Tisza közti (Dunaharaszti—Kecskeméti-árok) és a Közép-alföldi-süllyedék ellenben erős mozgásban volt.

#### *9. Neogén végi mozgásfázis (5,0—2,4 millió évek között)*

Ez időszak kezdetén a Kisalföld és a középhegység (Dunazug-hegyvidék) valamint az Alföld É-i pereme között a domborzati magasságkülönbség lényegesen kisebb lehetett a mainál.



Feltételezésünk szerint a Duna a jelenlegi esésgörbétől alig különböző lejtés mentén alakította ki folyását ez időszak végére. Eleinte a Kisalföldön rakott le homokos, kavicsos deltaképződményeket, amelyeken a kárpáti mellékfolyóival együtt szukcesszíve hordalékkúpot épített a Dunántúli-középhegység pereméig, majd a Visegrádi-szoros eróziósan és tektonikusan preformált (pl. Szobi-medence) völgyszakaszát formálta tovább. Kilépve innen az Alföld-peremre, Budapest környékén előbb szintén homokos, kavicsos deltát épített, amelyet azután a fokozatosan követő hordalékkúp-képződés elrombolt, ill. helyenként és részben elfedett. Ilyen pl. az V. számmal jelölt idősebb kavics-hordalék bentonittal fedett része.

Ez időszakra feltételezhető kéregmozgás hatására süllyedt meg a Közép-Alföld és a Kecskeméti-árok. Ugyanekkor a középhegységi szakaszon is előbb relatíve süllyedés, majd lassú kiemelkedés indul meg. Ezzel az időszak végére kialakul a középhegységi VII. sz. terasz, sőt a Visegrádi-hegységben feltételezünk egy VIII. sz. geomorfológiai szint ill. völgyi hegylábfelszín (völgyi pediment) képződést is. A Gerecse É-i peremén és Budapest környékén e mozgásfázis elején és végén is erős hévforrástevékenységek voltak, édesvízi mészkőképződéssel. Feltehetően a T<sub>8</sub> és T<sub>10</sub> jelzésű travertinó szintek alakultak ki.

Az 1. ábrán és az előbb vázoltak alapján a Duna jelenlegi esésgörbéjéhez viszonyítva a feltehetően legrégebb medencebeli dunai üledékek és legidősebb hegységi teraszszintek denivellálódásának mértéke mintegy 600–700 m-re tehető. Ez a mértékű tektonikus mozgás kb. 3-5 millió év alatt ment végbe, nem egyenletesen, hanem a teraszmorfológiai helyzet elemzése alapján legalább 9 főbb szakaszra tagolhatóan.

## IRODALOM

- KRETZOI, M.—PÉCSI, M. 1979. Pliocene and Pleistocene development and geomorphology of the Pannonian Basin. — *Acta Geologica*. 22. 1-4. pp. 3-33. Studies on Loess INQUA Loess Comm. Conference 1979. IGCP Programme Magnetostratigraphy. 128 p.
- KRETZOI, M.—PÉCSI M. 1982. Pliocene and Quaternary Chronostratigraphy and continental surface development of the Pannonian Basin. — *Quaternary Studies in Hungary*. pp. 11-42. INQUA. Hungarian National Committee.
- PÉCSI M. 1959. A magyarországi Duna-völgy kialakulása és felszínalaktana. — *Földr. Monogr.* 3. Akad. K. Budapest, 345 p.
- PÉCSI, M. 1971. The development of the Hungarian section of the Danube Valley. — *Geoforum*. 6. pp. 21-32.
- PÉCSI, M. 1977. Geomorphological map of the Carpatian and Balkan regions (1:1 000 000) + Part of the 1:1 000 000 scale geomorphological map of the Carpatian region (Map). — *Studia Geomorphologica Carpatho-Balcanica*. Krakow, 11. pp. 3-31. Map: 26 x 40 cm.
- PÉCSI, M.—SCHEUER, Gy.—SCHWEITZER, F. 1984. Plio-Pleistocene tectonic movements and the travertine horizons in the Hungarian Mountains. — *Studia Geomorphologica Carpatho-Balcanica*. Krakow, pp. 19-27.
- SZÁDECZKY-KARDOSS E. 1938. Geologie der rumpfungarländischen kleinen Tiefebene. — Sopron, 444 p.



## Felszínmozgásos folyamatok (derázio)\*

A mállás-aprózódás során képződött közettörmeléknek, ill. a szálban álló kőzetnek a lejtőn a nehézségi erő hatására végbemenő spontán mozgását összefoglalóan *lejtős tömegmozgásnak* nevezik. A spontán tömegmozgást a lejtőn nagymértékben befolyásolja a kőzeteknek vízzel való telítettsége, ill. a felületileg lefolyó csapadékvíz.

A lejtőn mozgó tömeg fizikai állapotát, tulajdonságait tekintve három fő kategóriába sorolható:

a) A folyamatok egy részénél a *tömeg merev, rugalmas, szilárd anyagként* vagy „*rugalmas kontinuum*”-ként viselkedik, amely a gravitációs igénybevételre gyakran a szabadon eső test sebességére gyorsul fel (pl. húzási törések mentén kialakuló kőzetomlás, -hullás, hegyomlás, lavinák esetében).

Ha az elmozduló tömeg aljzata képlékennyé válik, a merev tömeg töréses szakadást szenved és csúszási lap képződik. Ez utóbbi típust nevezzük a továbbiak során földcsuszamlásnak.

b) A tömegmozgás másik csoportjánál a nedvesedéssel képlékeny (plasztikus) állapotba került szilárd anyag jön mozgásba a gravitációs erő hatására. A nedves, agyagos kőzetek, talajok, laza kőzetek a lassú folyástartományban lamináris áramlást végeznek, megosztott nyírási jelenséggel. A folyástartományban a képlékeny áramlás — szemcsék közötti nyírással — lamináris vagy turbulens jellegű. A mozgás megszűnik, ha a feszültség a kritikus érték alá kerül (szoliflukció, földfolyás, iszapfolyás, köves sárfolyás stb.).

c) A lejtős tömegmozgás harmadik csoportjába a víz filmszerű (1) és a felületi vízréteg (2) lejtőleemosását soroljuk. Az első esetben (1) a nyírás mértéke az igénybevétellel egyenesen arányos. A lamináris áramlás azonnal megszűnik, mihelyt a vízréteg a kapilláris határérték alá vékonyodik el. E felületi lemosás a finom részecskék (ion, kolloid és agyag) elszállításával, barázdálással alacsonyítja a lejtőt. A második esetben (2) a felületi lefolyás már turbulens vagy turbulens-lamináris. Vízmosásos árkok és apró vízgyűjtők képződnek.

A lejtőn mozgásba jött közettörmelék kettős hatást fejt ki: egyrészt a szálban álló kőzetet és málladékának kisebb-nagyobb részét magával ragadja, másrészt mozgó tömege koptatja, formálja a lejtő domborzatát, miközben a mozgó közettörmelék maga is tovább aprózódik. A különböző típusú tömegmozgásoknak domborzatletaroló és anyag-

\* Geomorfológia. — UNESCO Mémőkeológiai Nemzetközi Továbbképző Tanfolyam. MÁFI. Budapest. 1975. 252 p.



mozgató folyamatait *derázio* (deradere = lekaparni, lekoptatni) néven foglaltuk össze (PÉCSI M. 1964).

## 1. A lejtők alakja

A lejtő alakjából és az azt borító lejtőüledékek genetikai típusa alapján következtetni lehet a lejtőt korábban alakító folyamatokra, de a várható további fejlődésre és esetlegesen újabb lejtőmozgásokra is. Ezek ismerete pedig mérnökgeomorfológiai szempontból, a műtárgyak biztonságos tervezése miatt, egyre nagyobb jelentőségűvé válik.

A mérnöki gyakorlat igénye legújában szükségessé teszi a lejtők állagának — lejtőszög-kategória, lejtőkitettség, lejtőtagoltság és -dinamika stb. — mennyiségi, minőségi jellemzését és térképi ábrázolását.

A létező lejtőformák orográfiailag négy fő típusba csoportosíthatók, részleteikben azonban tovább tagolódnak (1. ábra).

1.1. A *normális lejtőt* a geomorfológiai irodalom „egyensúlyi lejtőnek” is nevezi, amely a felső domború, másként pusztuló lejtőrésznek és az alsó homorú vagy épülő lejtőrésznek az együtteséből tevődik össze. A két részt az ún. inflexiós vonal választja el egymástól. Ez utóbbi is inkább lejtőszáv, amely tulajdonképpen rövid szakaszú egyenes ferde lejtő. E szerint a normális vagy kiegyensúlyozott lejtő maga is arányos domború, homorú és rövid szeletű — egyenes/ferde — lejtőszegmentekekből áll.

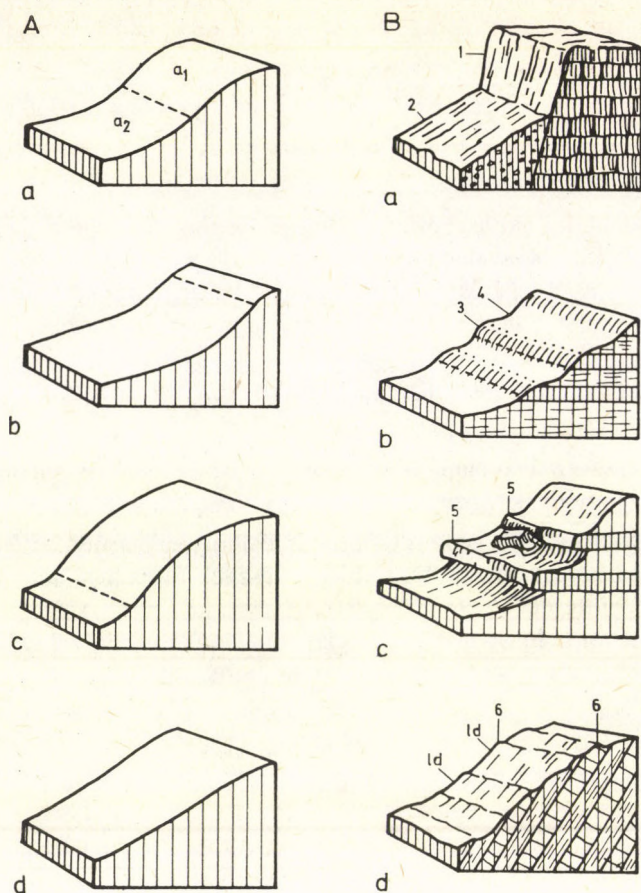
1.2. A *domború lejtők* az esetek nagy részében főként a derázio és folyóvízi erózió hatására pusztuló felszín képviselnek, míg a *homorú lejtőkön* általában üledék halmozódik fel. De a homorú lejtők a gleccsererózió és a szélrózió működése következtében lehetnek pusztuló formák is. Hasonlóképpen homorú pusztuló lejtők alakulhatnak ki a csuszamlások, tengeri hullámverés által és a folyókanyarulatok homorú völgyoldalában.

1.3. *Egyenes ferde lejtők* többnyire a kőzetminőséggel vagy a geológiai felépítéssel állnak összefüggésben. Ha pl. mészkőréteglap vagy eredeti törésfelszín képez egyenes, ferde lejtőszegmentet (1. ábra Ba és Bd), az ilyen egyenes lejtőt fazettának is nevezik. Gyakori eset a hideg-száraz, de a meleg-száraz éghajlati viszonyok között is, hogy a fazetta alatt a gravitációs úton felhalmozódó törmelék szintén egyenes, ferde lejtőt képez. A kettő kombinációja a *tört lejtő*.

1.4. A fenti lejtőalakzatok nemcsak lejtőmenetben, az ún. lejtő profilban, hanem a lejtő csapásában is ismételtelen kombinálódnak. Felszínük nem mindig egyöntetű, enyhén homorú vagy domború, ún. *lejtőelemek* és egyenes *lejtőfazetták* többször is tagolják (1. ábra Ba és Bc). Mivel a lejtők szelvényében és csapása mentén a lejtőszegmentekek és a lejtőelemek többször is megismétlődhetnek, az így összetett lejtőalakzat szakaszait a domborzat egészének viszonyában is megjelölik (2. ábra).

Az elnevezések az irodalomban meglehetősen eltérőek. A mérnöki és az általános geomorfológiai szempontokat egyeztetve egyszerű felosztással megkülönböztethető: a) gerincelejtő szakasz; b) lejtőderék; c) lejtőláb.





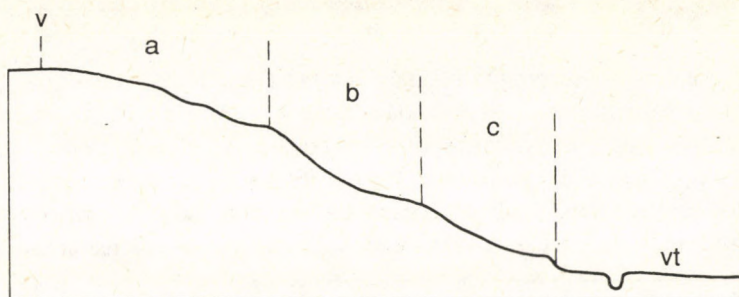
1. ábra. Lejtőformák CHOLNOKY J. (1926) nyomán. — A = alaplejtőformák: a = domború-homorú lejtő egyenes tag nélküli (normális lejtő): a<sub>1</sub> = domború lejtő szegment; a<sub>2</sub> = homorú lejtő szegment; b = homorú lejtő; c = domború lejtő; d = egyenes lejtő. B = összetett lejtőformák (poli ciklikusan vagy szerkezeti lejtő meghatározott): a = tört lejtő (1 = fazetákkal vagy sziklafallal; 2 = törmelék lejtő); b = összetett lejtő domború (3) és homorú (4) elemekből; c = szerkezeti teraszos (5) és összetett lejtő; d = réteglapokból (ld) és rétegfejekből (6) összetett lejtő

E lejtőszakaszok közötti határ általános érvényűen nem vonható meg, de a konkrét esetekben többnyire pontosan kijelölhető.

1.4.1. A *gerinclejtő* a vízválasztónál kezdődik enyhe lejtőként, melynek szöge lejtőmenetben növekszik és a meredekebb *lejtőderékig* tart. A gerinclejtő esetenként csaknem sík hegytetőkből, fennsíkokból indul el. Ez utóbbiakat általában nem számítjuk a lejtőgerinchez, térképi lejtőkategória ábrázolás során sem.

Magas hegységekben a gerinclejtő keskeny sávra, ill. éles hegygerinccé zsugoro-





2. ábra. Jellegzetes lejtőalakzat szakaszainak nevezéktana. — a = gerinclejtő; b = lejtődereék; c = lejtőláb;  
v = vízválasztó; vt = völgytalp

dik össze. Ilyen helyzetben az erős aprózódás és a kőzet- ill. hegyomlások kiindulási fészke. Ezzel szemben az alacsony és lapos völgyközi hátaik gerinclejtőjén a lepusztulás mértéke kisebb, mint a lejtődereék szakaszon.

1.4.2. A *lejtődereék* a gerinclejtő és a lejtőláb között helyezkedik el, melynek felső szakasza — a középhegységekben és dombságokon — a lejtő legmeredekebb, általában legerősebben pusztuló, hátráló része. A domborzat alaki tárgyalása során e kifejezéseket az előbbi rövid jellemzések értelmében használjuk és hasonlóképpen kívánatos következetesen alkalmazni mérnöki jelentésekben is.

1.4.3. A *lejtőláb* folyóvölgyekben az ártér, ill. völgytalpi teraszok külső szélén végződik. Ez egyúttal a lejtő horizontális vetületének és a lejtőszög mérésének kiindulási pontja.

A lejtőláb a síkságok, medencék felé hegylábi lejtő formájában hosszan elnyúlhat, ilyen esetben végződése nem olyan éles, mint a völgyekben. Szűk völgyekben, meredek hegyperemeken a lejtőlábszakasz aránytalanul megrövidülhet, de a másik két szakasz részaránya a lejtő egészéből szintén igen eltérő lehet.

## 2. A felszíni tömegmozgások csoportjai

A jelenkori tömegmozgások egyes típusainak, mechanizmusának beható megfigyelése a közelmúltban került előtérbe, főként a nagyobb műszaki létesítmények helyki-választása ill. védelme érdekében. A *felszíni tömegmozgások típusait* az alábbiakban foglaljuk össze.



## 2.1. A kőzetomlások néhány típusa

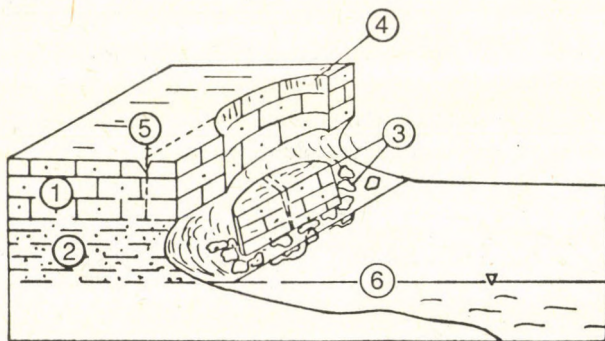
2.1.1. *Rendszeres kőzetomlás.* A meredek sziklás lejtőkön a legtöbb kőzet repedezett, a kőomlásveszélyes meredek sziklás lejtőn (1)<sup>1</sup> meglazult kőzetdarabok és az aprózódástermékek egyensúlyukat veszítve egyszerű gravitációs *kőzetomlásokat* hoznak létre (2). A nagyméretű kőzetomladék a tovább folytatódó aprózódás és a szemcseközi súrlódás kritikus határértékének túllépése miatt tovább mozog, törmelékomlások és száraz kőfolyások lépnek fel. A mozgás lehet szezonális, ez esetben a tavaszi hóolvasás idején a nedvesedés és fagyváltozékonyság, a meredek sziklafalakon és a törmelékben a jégkristálynövekedés okoz nyírófeszültséget és váltja ki az ismétlődő omlásokat.

2.1.2. *Periodikus omladozás* következik be akkor, ha a kőzettörmelék a lejtőn a maximális 35°-os meredekséget eléri, és a törmelékfelszínre újabb jelentős kőhulladék érkezik. De ugyanezt a hirtelen folyamatot a törmelék felszíne alatt végbemenő rendkívül erős fagyás-olvasás, vízmozgás is előidézheti.

2.1.3. A *kőzet- és földomlás* gyakori és rendszeres helyei a tengeri hullámverés vagy folyókanyarok által alámosott meredek partok (3. ábra). A *kőzetomlás periodikus* bekövetkezése a meredekre alámosott folyó- és tengerpartokon megfigyelések alapján többnyire kiszámítható. A kőzetomlás gyakoriságát az eróziós, ill. abráziós alámosás üteme, amellet a meredek part morfolitogén tulajdonságai szabják meg.

A meredek partfalak különböző litológiai felépítése szerint igen változatos kőzet-, (föld-)omladékok keletkeznek (3). A laza agyagból, homokból és löszös kőzetekből álló meredek partokon az alsó rétegek átnedvesedése miatt gyakori az omlás.

Az ilyen laza omladékokat a folyóvíz, ill. hullámverés könnyebben elszállítja, és



3. ábra. Parti omlás. — 1 = márgás homokkő; 2 = homokos-agyagos üledék; 3 = földomladék; 4 = omlás fészke; 5 = partfali párhuzamos repedések; 6 = víz szintje

<sup>1</sup>(1)–(26) a felszínmozgásos domborzat geomorfológiai térképének jelkulcsi egységei (l. 15. ábra).



így az omlás folyamata rövidebb periódusokban következhet be, míg a leomlott nagyobb szikladarabok és törmelékek hosszabb-rövidebb időre védelmet nyújtanak a meredek partfal további pusztulása ellen. A korábbi omlások helyét rendszerint karélyos szakadások jelölik (4).

2.1.4. Ugyancsak periodikus tömegmozgásos jelenség a trópusi, szubtrópusi igen csapadékos magashegységek meredek lejtőin végbemenő *nyíródásos kőzetomlás*. Kialakulásának sajátos előfeltételei vannak:

— meredek, 35—45°-os lejtőkön az anyakőzet (többnyire erősen repedezett metamorf kőzet) néhány m vastagságig erősen mállott;

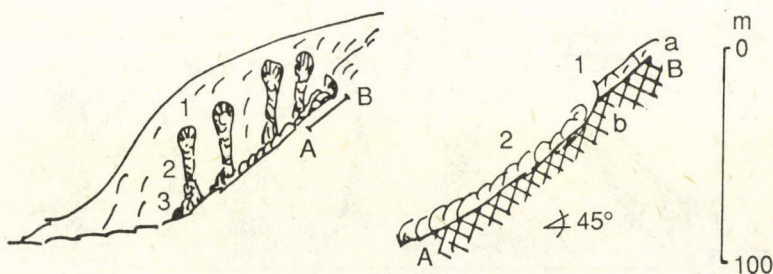
— az eredeti őserdőt mesterségesen megbontották (útvezetés, teaültetvények stb.);

— néhány napig tartó erős esőzés nyomán a meredek lejtőket borító málladékköpeny vízzel nagymértékben túltelítődött.

Az oldal gerincelejtő legmeredekebb (45°) foltjain a kőtörmelékes, agyagos málladéktakaró karéjos nyíródást szenved, és hosszú keskeny pályán szinte lavinaszerű gyorsasággal leomlik (4. ábra). A kisebb-nagyobb omlások a meredek lejtőkön ezer-tízezer számra tehetők. Egyidőben, hirtelen keletkeznek, a nagyobb omlások több száz, ill. ezer méter magasságból a völgytalpig hatolnak és utakat, folyóvölgyeket zárnak el. A nagy omláshalmazok időlegesen elgátolják a folyómedreket és árvízkatasztrófát is okozhatnak. E nyíródásos kőzetomlás több ezer km<sup>2</sup> területen közvetlenül az esős napok utáni hajnalon kialakuló magas légnyomásos helyzetben váltódik ki (pl. 1968-ban India, Darjeeling district).

2.1.5. A földrengés, vulkáni kitörés okozta kőzetomlás *katasztrófális hegyomlást* idéz elő. De folyamata *epizodikus, nem rendszeres jelenség*. A tömegmozgás várható helye és ideje bizonytalan. A hegyomlás szabálytalan kőzet- és földhalmazt — kollapsziumot — eredményez, mely esetenként elzárva a völgyet, tő keletkezését, de utak, települések eltemetését is okozhatja.

— Epizodikus lejtő-, ill. földomlást kiválthat a nem elég körültekintéssel végrehajtott víztározóépítés, tereprendezés, út-, vasútépítés, bevágások, külszíni bányászat stb.



4. ábra. Lejtőmálladék szakadásos csuszamlása szubtrópusi magashegységekben. — 1 = a szakadás fészke; 2 = csúszásos-omlásos halmaz pásztája; 3 = csuszamláshalmaz kúpja; a = agyagos törmeléktakaró; b = szálban álló, mállott kristályos kőzet

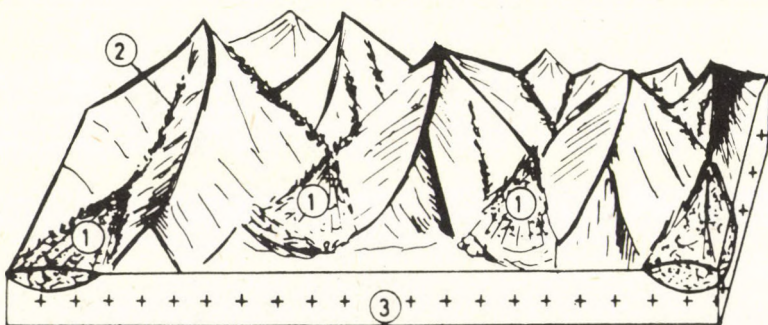


2.1.6. A kő- és talajpergés kis és közepes szemnagyságú egyszerű gravitációs törmelékmozgás, mely az adott helyen szezonálisan ismétlődik. E folyamat a magashegységek, ill. magas szélességek periglaciális övezetében a csupasz sziklafelszíneken, különösen a fagyaprózódásra igen érzékeny kőzetben (dolomit, durva szemcsés homokkő) erőteljes. De a mérsékelt övben is, meredek völgyoldalak lejtőin ( $35^\circ$ ), laza agyagos-lösszős kőzeteken, továbbá a meredek, természetes vagy mesterséges sziklafalon az aprózódás hatására labilissá vált kőzetdarabok és talajrögök lehullanak, legurulnak, *gravitációs törmelékkúp*ot formálnak (5). A mozgás a tél végi-tavaszi eleji fagyváltozó-kony időszakban a meredek, csupasz lejtőn a legintenzívebb, ahonnan a törmelék eltávozik, és negatív forma, ún. garat képződik (6).

A trópusi sivatagi tájakon belül az inszolációs hőingadozás okozta kőpattogzásnak napszaki ritmusa van. Az éjszaka erősen lehűlő csupasz kőzetfelszín összehúzódik, és a repedezés közben fellépő feszültségek kőzetszilánkokat vetnek le. (A folyamatot hangjelenség is kísérheti.) Az orográfiai hideg sivatagokban a kőpergésnek napszaki inszolációs ritmusa nyáron van és évszaki ritmusa a fagyváltozó-kony őszi-tavaszi szezonra esik. Az anyag a lejtőkön pásztásan vagy felületileg, de hirtelen mozog. A mérsékelt övben átmeneti formái lehetnek a kőzet- és sárfolyás felé (ld. még 4.fejezet 4.1. pont).

2.1.7. A *kőlavina* rendszeres földrajzi előfordulása a jelenkorban a fagyváltozó-kony mérsékelt és hideg, ill. az erősen száraz-meleg éghajlatú tájak magashegységei domborzatához kapcsolódik.

A *kőlavina* a kőzetomlás, ill. a kőzettörmelék-omlás speciális esete; egyrészt a magashegységek valamely glaciális formájához kötődik, mint pl. a hajdani gleccserrel kitöltött kárfülkék, ill. trogvölgyek meredek falának lépcsőin visszamaradt morénaanyag, vagy fagyaprózta kőzettörmelék halmazának időszakos omlása; másrészt magasan kiemelkedő és merőleges sziklafalú kárpiramisok, ill. sziklafalak törmelékből álló tört lejtői is forrásai a *kőlavinák* keletkezésének. Az utóbbi esetben a *kőlavinákat* a törmelék évszakai ráhullása, gyarapodása vagy a belső feszültségek kipattanása (hirtelen túlnedvesedés, fagyás-olvadás, jégkristály-növekedés és olvadás a kőzetdarabok között) idézi elő. Gyakran a nagymértékben felhalmozódott hó tömegének nyomása és olvadása *kő- és hólavinákat* eredményez (ld. még 4.2.1. pont). A *kőlavinák*, kőzetomladékok halmaza



5. ábra. Gravitációs törmelék, *kőlavinák*, kőzetösszlet halmaza, kúpja. — 1 = *kőlavinák* meredek halmaz-kúpja; 2 = lavinapályák meredek csatornái; 3 = alapkőzet



több száz méteres szintkülönbségű meredek sziklacsatornákon át, vagy meredek szikla-lejtő-felszíneken szakaszonként, szabadeséssel, ill. nagy sebességgel mozog. Felhalmozódási formája a sziklacsatornák alján igen meredek hordalékkúp (5. ábra), mely időszakos vízfolyások és vadpatakok (mure, szeli, ld. 4.1.3) hordalékával évszakosan gyarapodik. Erősen aktív, instabil forma.

2.1.8. *Kőtenger*. A fagyaprózódás és fagyemelés termelte közettörmelék, *kőtenger* (7), *kőfolyás* (8) keletkezésére a pleisztocén kori Európa jégtakaró környéki (periglaciális) övezetében is adottak voltak a feltételek. A többször is megismétlődő jeges szakaszok idején a mai középhegységekben is számottevő mennyiségű kőtenger, *kőfolyás* keletkezett, mely a jelenlegi lejtőkön fosszilis, rendszerint stabilizálódott képződmény.

### 3. A földcsuszamlások jellege és típusai

E folyamaton nagyobb, rugalmas, szilárd anyagnak (föld- vagy sziklatömegnek) a lejtőről vagy meredek partról való gyors ütemű lecsuszamlását értjük a gravitációs erő hatására. A tömeg mozgása legtöbbször nyírásos eredetű törés, *csúszófelület* kialakulásával indul meg, és a nyírási felület mentén csúszó jellegű differenciális mozgást végez. Ez a jelentősen összetett és speciális tényezőktől függő tömegmozgás a mérnöki gyakorlat számára az egyik legtöbb problémát, tervezési nehézséget adó jelenség.

A földcsuszamlást elősegítő tényezők:

- a) agyagos kőzetek vagy mélyen elmállott agyagos törmeléktakaró a lejtőn;
- b) vízszintes vagy ferde dőlésű permeábilis és agyagos üledékrétegek váltakozása a lejtőn;
- c) a víztartalomnak, a víz hidrosztatikai nyomásának, a pórusvíz nyomásának megnövekedése a talajban. A réteg, ill. talajvízmozgás hatásai aktivizálódnak;
- d) meredeken alávéssett partok, ill. a lejtőhajlás hirtelen térbeli megváltozása;
- e) állandó vagy időszakos jégképződés a talajban;
- f) földrengések, robbantások, mechanikai behatások keltette rezgések a talajban;
- g) a növénytakaró kipusztítása vagy megváltoztatása a lejtőn; erdőirtás.

A tényezők mindegyike egyszerre egy helyen nem feltétlenül szükséges a csuszamlás kialakulásához. Az „a”, ill. „b” jelenléte a „c”-vel kombinációban szükséges tényező, míg a „d-f” tényezők társulása a folyamat különböző típusait határozza meg.

A lejtőcsuszamlások főként nedves éghajlatokon, ill. nedves periódusban, sajátos litogén-morfogén és hidrogeológiai viszonyokhoz kötötten végbemenő folyamatok.

A tényezők különböző kapcsolódásainak lehetősége miatt a földcsuszamlások több formája és üledékeinek változatos összetétele, halmazszerkezete ismeretes. A laza anyagból álló csuszamláshalmazokat a csapadékvizek lemosással elegyengethetik, az átnedvesedés hatására plasztikussá vált földhalmaz maga folyásos mozgást is végez, addig, míg



a lejtőegyensúly létre nem jön, vagyis a csuszamlás időlegesen stabilizálódik. A lejtőcsuszamlásokat tehát esetenként sárfolyás is kísérheti.

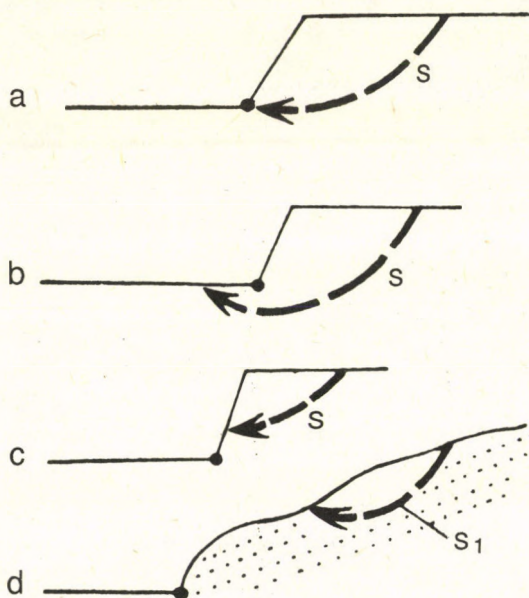
A földcsuszamlások osztályozására többféle lehetőség kínálkozik, de a műszaki szempontokat szem előtt tartva az osztályozás alapjául a csúszási felület térbeli geológiai és geometriai helyzetét választottuk. A földcsuszamlásokat a hegymőlástól, szakadásos lejtőomlás-folyamataitól is éppen a csúszási felület kialakulása különbözteti meg.

A csuszamlásos folyamatok jelentős részénél a csúszólap kialakulását a kőzet geológiai szerkezete előrejelzi, preformálja (pl. a hegycsuszamlás, rétegcsuszamlás és a szeletes földcsuszamlás).

A csuszamlások másik csoportjánál a csúszólap nem a geológiai töréses szerkezet, ill. réteghatárok mentén alakul ki, hanem a nyíródási felületen, magában az agyagos kőzetben (pl. suvadás, csúszásos földfolyás).

A lejtőtálpponthoz (ill. a hegyi erózióbázis szintjéhez) viszonyítva a csuszamlás síkja elhelyezkedhet: a) a lejtő talppontja fölött különböző magasságban; b) a lejtőtálp szintjében; c) a talppont alatt (6. ábra).

A csúszási felület kialakulásának lehetősége a folyamat periodikus ismétlődését is kiváltja. Ez a magyarázata az ún. csuszamlásveszélyes helyeknek, lejtőknek, ahol a csuszamlások szemistabilizált formáit a kiegyensúlyozatlan hepe-hupás lejtőprofil könnyen elárulja. (Ez az ún. csuszamlásos topográfia). E helyütt csupán a gyakoribb



6. ábra. A csúszólap különböző helyzetei. — a = talpponti csúszólap; b = talppont alatti csúszólap; c = talppont fölötti csúszólap; d = magasan a talppont feletti csúszólap; s = csúszólap nyíródási felszínén; s<sub>1</sub> = csúszólap rétegfelszínén



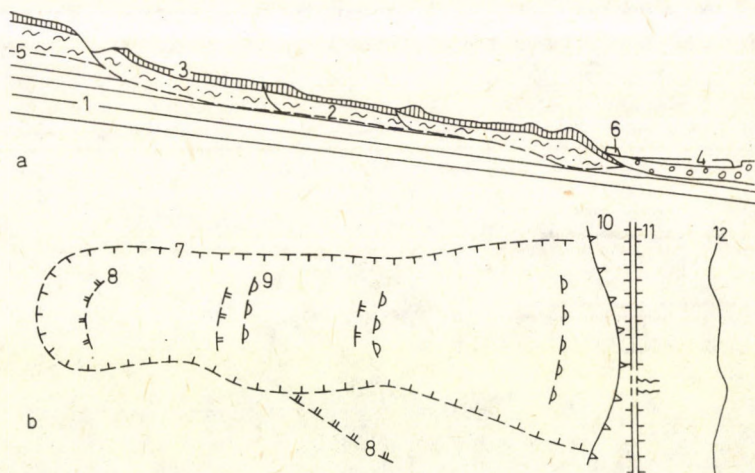
csuszamlásos folyamatoknak és formatípusoknak a legfontosabb jellemvonásait foglaljuk össze.

3.1. A *hegycsuszamlás* esetében egész rétegösszlet csuszamlik meg hirtelen, a csúszási felület meredek, a hegy oldalában magasan helyezkedik el, és *csuszamláshalmaz* is katasztrofális méretű. Ez utóbbi a *szakadás frontjától* a láblejtőig többszáz, ill. -ezer méteres pályán omlásos és szakadásos szakaszok közbeiktatódásával mozog (9—10).

A hegycsuszamlás — szemben a lejtőcsuszamlással — ritka jelenség, nem csupán a málladéktakaróra szorítkozik, hanem a hegyet felépítő réteges szilárd közettömeg csuszamlik meg tektonikus törések mentén, vagy a szinklinális-szerűen települt rétegösszlet mozdul el rétegtanilag preformált csúszópályán.

A szakirodalom a hegycsuszamlástól megkülönböztet még a hegységképződés során nagy lejtősdéseken, geológiai időtartamon át végbemenő, „tektonikus-gravitációs csúszást”. E folyamat nem tartozik a szűkebb értelemben vett földcsuszamlásokhoz.

3.2. Szőnyegszerű *rétegcsuszamlás* (11) alakul ki abban az esetben, ha az agyagos, üledékes réteg a lejtő irányában enyhén dől, melyre a talajvízvezető homokos agyag vagy málladéktakaró köpenyszerűen borul. Ilyenkor hosszú, de *szakadozott csúszási felület* képződik, melynek szöge általában megegyezik a fekű-agyag dőlésével (7. ábra). Esetenként az üledékek közötti vízvezető rétegek megcsapolásával a mozgásvesztély csökkenthető, sőt el is hárítható. A tömeg mozgása periodikusan a nedves évszakban váltódik ki. A csúszástól veszélyeztetett környezetet a lejtőn geomorfológiai bizonyítékok, köztük a *csuszamláshalmazok* kidudorodásai és *csúszási repedések* könnyen elárulják.



7. ábra. Rétegcsuszamlás (szőnyegszerű) a lejtővel kb. megegyezően dőlő agyagos üledékeken. — a = keresztmetszet; b = geomorfológiai alaprajz; 1 = tömör agyag; 2 = nedvességtároló, csuszamló, homokos agyagréteg; 3 = agyagos-vályogos talaj; 4 = folyóvízi vagy tavi allúvium; 5 = csúszólap, preformált; 6 = út, vasút, töltés; 7 = a csuszamlás határa; 8 = csúszási repedések; 9 = a csúszási halmaz kidomborodásai, a lejtőre keresztirányban; 10 = ártér pereme; 11 = út töltéssel; 12 = folyó vagy tópartszegély

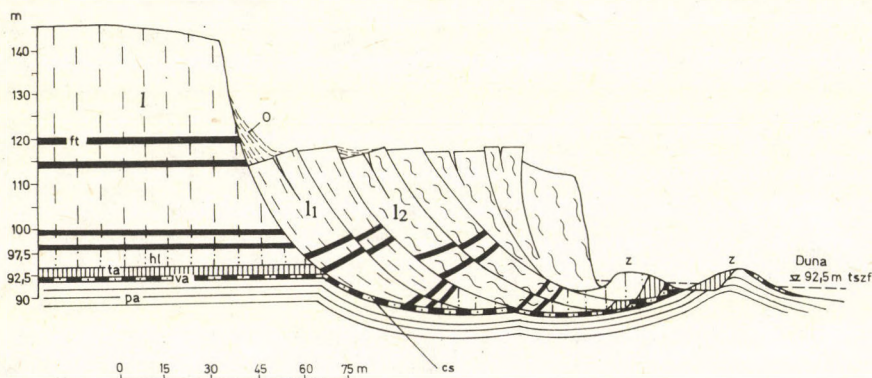


A földcsuszamlás fentebb ismertetett alapformái bizonyos esetekben egymással kombináltan is előfordulnak. Rendszeres földrajzi elterjedésük a humidos tájakhoz kapcsolódik, de a tó- és tengerpartokon, továbbá a folyómedrek meredek partjain a száraz övekben is honos jelenség.

3.3. *A szeletes földcsuszamlás* a hazai csuszamlások egyik gyakori esete (12). Kialakulásának feltételei: 1. Enyhe dőlésű agyagréteg, mely a lejtőalapnál csak alig magasabb fekvésű vagy éppen azzal egyszintű. Az esetek egy részében ezen az impermeábilis és a túlnedvesedés esetén erősen képlékeny agyag felszínén alakul ki a csúszólap. 2. Az agyagos alapzatra nagyobb vastagságú lösz (10—50 m), jórészt permeábilis összlet telepszik, mely rendszerint meredek partfalban végződik.

Az impermeábilis agyagon a fedő rétegösszlet alja időszakonként annyira átnedvesedik, hogy belső kohéziós szilárdsága lecsökken. Ekkor a fedő összlet a parttal párhuzamos szeletek mentén megrepedezik és attól részben szeletekben elválik. A partfalhoz még rostos repedések mentén támaszkodó tömbszeletek tovább rogyadoznak, miközben az alsó rétegekben a nyomás és az átnedvesedés fokozódik. Ezeknek egy kritikus mennyiségi értékénél az alsó rétegek elveszítik nyomószilárdságukat, hirtelen nyíródást szenvednek. Ekkor néhány keskeny földszelvény egyszerre leszakad, és az agyag felszínén, mint előrejelzett és nedvesített csúszólapon, ívesen megcsuszamlik. A földszeletek hatalmas tömegüknél fogva óriási nyomást (ütést), bonyolult feszültségeket okoznak, amelyeknek következtében a képlékeny agyagos talajzaton lapos ívben bemélyülő csúszási síkot hoznak létre. A megcsuszamlott földhalmaz előterében viszont a csúszás alapzatát képező agyag képlékeny rugalmassága következtében komplex pikkelyes és felboltozódásos szerkezettel kitüremlik (8. ábra).

3.4. *A suvadás* (13—15) a földcsuszamlások egyik ugyancsak gyakori típusa. E folyamat az agyagból, vályogból álló meredek lejtőn megy végbe. A csúszási lap a

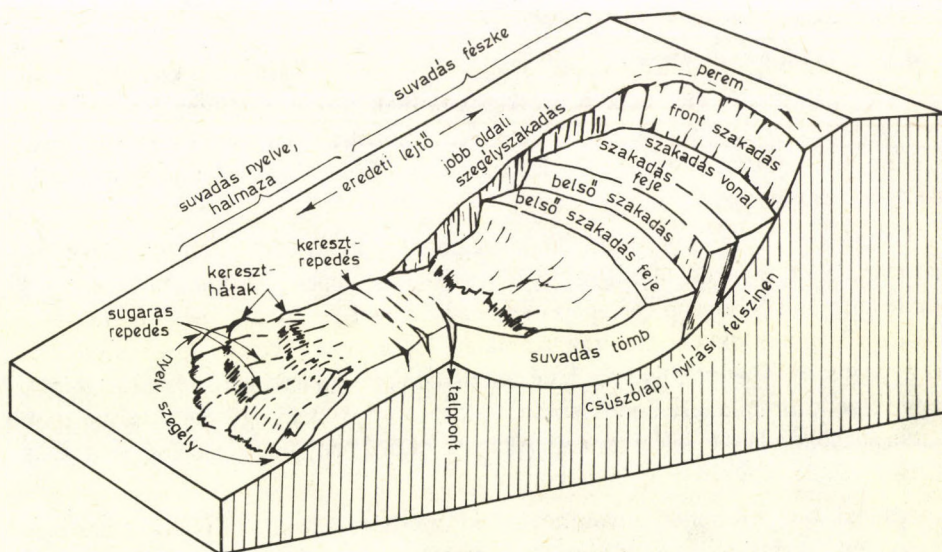


8. ábra. Szeletes földcsuszamlás. — l = szálaban álló löszösszlet; l<sub>1</sub> = frissen megcsúszott lösz; l<sub>2</sub> = korábbi csuszamlás halmaza; hl = halvány rózsaszínű homokos lösz; o = omladék; z = a Duna medréből kitüremlett földhalmaz és pannóniai agyag; ft = fosszilis talajok; ta = sötétszürke agyagos vályogtalaj; pa = pannóniai agyag; va = vörösayag; cs = csúszólap



szakadási felület mentén a lejtőalaphoz viszonyítva ívelt, felső részében egyre meredekebb homorú, félhengeres görbe mentén alakul ki. (A „suvadás” az erdélyi Mezőségen a földcsuszamlás gyakori típusának népi elnevezése, melynek az irodalomban már klasszikussá vált jellemzését CHOLNOKY J. [1926] adta meg). A suvadás egyik esetében az agyagösszletre permeábilis kemény réteg, mészkő, homokkő telepszik. A vékony, de kemény takaróréteg alatt az agyag átnedvesedik, rugalmas alakváltozást szenved, és a fedőközet kontinuitása a peremmel párhuzamosan vagy karéjosan megszakad, ill. megrepedezik. Az erősebb átnedvesedések idején az agyagréteg peremi része — a fedőközet vertikális repedéseinek szeletében, ahol maximális nyírófeszültség lép fel — elveszti állékonyosságát. Ha a korábbi suvadás *halmazának* ellensúlya nem elegendő az egyensúlyban tartáshoz, akkor karéjos alaprajzú és ívelt csúszási lap mentén újabb nyírásos eredetű szakadás — suvadás — képződik. A peremi agyagtömeg a kemény takaró kőzettel együtt, rétegzavarodás nélkül az elszakadási frontnak szembe elfordulva, a nyírási felületen rotációs mozgást végez, „en block” suvad a lejtő alá (9. ábra). A lejtőláb szakaszon az egymást periodikusan követő *suvadásos tömbök közötti mélyedésekben* (14) időszakos tavak képződhetnek. A CHOLNOKY-tól hepe-hupásnak nevezett lejtős felszínen a suvadásos halmaz képlékennyé válik és idővel szétfolyik, elveszti eredeti rétegződését és a lejtőegyenetlenség lassan mérséklődik. Az ilyen felszíneket *időlegesen nyugalomban lévő csuszamlásos (suvadásos) lejtő* megjelöléssel térképezzük (15).

Agyagrétegekből álló meredek lejtőn a suvadás jelensége kemény kőzettakaró nélkül is végbemegy. Nagyon gyakori ez a jelenség az agyagos kőzetbe vágott mesterséges rézsűkön is. A nyíródásos csúszólap talppont alatti, talpponti és talppont fölötti, a



9. ábra. A suvadás és suvadásos formák nevezéktana (VARNES 1958. nyomán, kiegészítve)



lejtőcsapás mentén több helyen is megismétlődik, típusos suvadásos domborzatot formálva (16). Az aktív suvadás-halmazok mellett az ilyen lejtőkön félig stabilizált, régi, stabilizálódott suvadásos formák is jellegzetesek (17). Az előbbi típussal tagolt domborzatot bizonytalan egyensúlyi helyzete miatt, *csuszamlás veszélyes lejtőnek* térképezzük (16).

*Aktív, mozgásban lévő csuszamlásos lejtő* megjelöléssel térképezzük azokat a lejtőket, ahol valamilyen csuszamlásos tömegmozgás észlelhető, de a mozgás közelebbi típusa nem állapítható meg (18).

3.5. *Csúszásos földfolyás* (19). A rövid, fészekszerű megcsúszási felület rendszerint a deréklejtő felső legmeredekebb részén alakul ki. A csuszamláshalmaz hosszú, keskeny vályú mentén szakaszosan csúszik. A közben előtörő talajvizek a már megcsúszott tömeget tovább nedvesítik, miáltal az időnként plasztikus állapotba kerül, „földfolyással” áthalmozódik a lejtő lábára és nyelvyszerűen szétterül. Felülnézetben gleccsyszerű alaprajzot mutat (10. ábra).

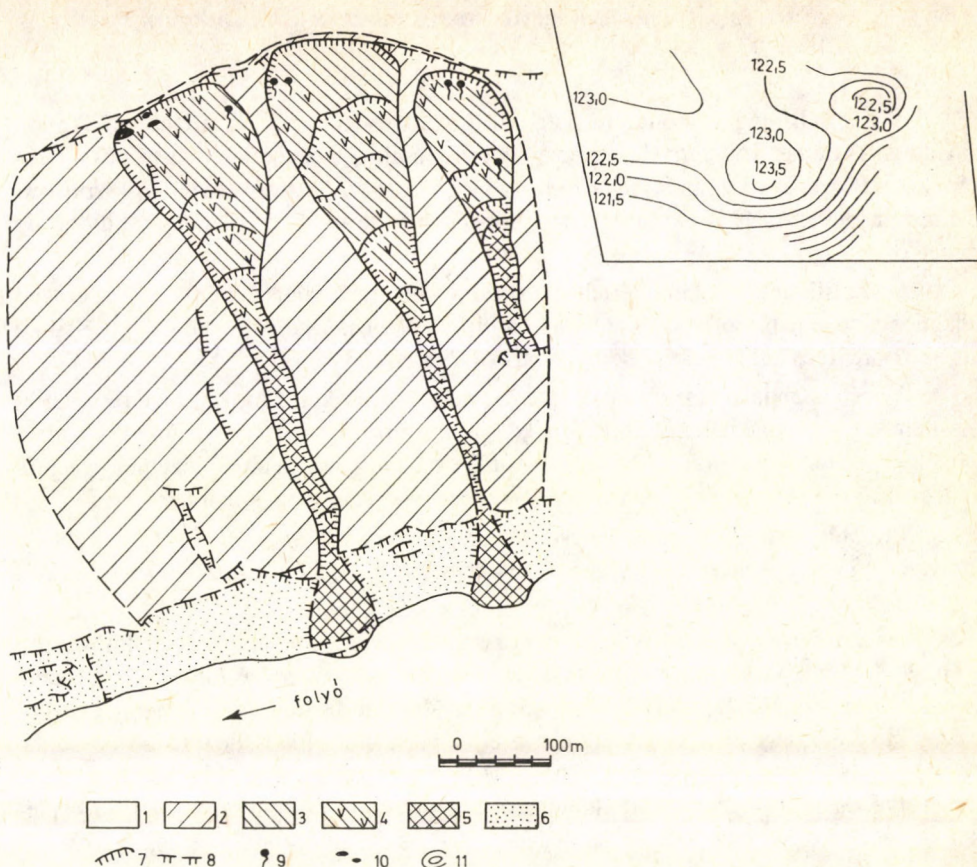
E típus nagy részénél a kialakulás litológiai feltételét a domború lejtőt befedő vastagabb (5—20 m) törmelékeny agyagos málladéktakaró vagy löszös-vályogos rétegek összlete adja. Ez alatt közel vízszintesen települő, vizet át nem eresztő üledékes kőzet telepszik. A takaró egyes rétegei az alapkőzet közelében víztározók. Morfo-hidrológiai feltétel: a rétegvíz, ill. a talajvíz a lejtőt borító takaró üledéken át, annak felszakadása nélkül nem tud forrás formájában a felszínre kerülni. A szivárgó vizek a lejtőtakaró alatt a lejtőderék magasságában egy helyen túlnedvesítik a takaróösszet mélyebben fekvő rétegét. Ebben áll elő a nyíródás és félköríves szakadás, a front mentén, rövid szakaszú csúszólapon, a takaró kontinuum egyszer megszakad. A csúszásos földfolyás az átlagnál csapadékosabb évszakokban a felszínről végbemenő átnedvesedés hatására is végbemehet.

Ez a csuszamlás a „földcsuszamlás” és a „földfolyás” (sárfolyás) komplex jelensége, a mozgás pihenő szakaszokkal évekig is tarthat, főként a nedves évszakokban. Gyakran egymás mellett, csoportosan jönnek létre, közöttük meg nem csúszott lejtőszavok, „gerincek” maradnak vissza, melyek a kiszakadási front környékén elkeskenyednek, sőt össze is szakadhatnak.

3.6. *Blokkcsúszás*. Igen lassú lejtős tömegmozgás megy végbe kemény kőzettömbök nyomása alatt agyagból álló lejtőkön. Fennsík-, tereplépcső-peremeken az agyagos alapzatra települt vékonyabb-vastagabb kemény kőzetet — bazalt, mészkő stb. — a repedések különálló blokkokra bontják. Az elkülönült blokkok fokozatosan belenyomódnak az agyagba, mely a tartós nyomás hatására enyhén plasztikussá válik, és a kőzetblokk alól egy része kitüremkedik. Ennek során a blokk apró és nem egységes csúszólapok sorozatán át a lejtőn lassan lefelé mozog. A blokkok közé benyomul az agyag. A mozgás sebessége évente többnyire csupán néhány mm.

A blokk alól kitüremelő anyagmozgás kísérletileg igazolható. (Sűrű, viszkózus állapotban lévő aszfaltba helyezett fémtálca bizonyos idő után besüllyedt és környezetében az aszfalt kitüremlett.)





10. ábra. Földfolyásos földcsuszamlás. — 1 = a lejtő egyensúlyban levő része; 2 = jelenleg viszonylagosan egyensúlyi lejtő; 3 = mozgásban levő (nem egyensúlyi) lejtő; 4 = csuszamlási halmaz területe; 5 = csuszamlási halmaz szállítódási zónája; 6 = folyóparti ártér; 7 = a jeelen csuszamlások szakadékfalainak pereme; 8 = tereplépcső; 9 = források; 10 = csuszamlási mélyedésekben víz; 11 = a talajvízszint görbéi 0,5 m-enként

A blokkos csúszások közé sorolható a budai édesvízi mészköveknek az oligocén agyagon vagy a budai márgán történt lassú csúszása is. Ez nem tartozik a csuszamlások klasszikus típusai közé.

Előfordulnak hatalmas méretű blokkcsuszamlások is, mint pl. a Bratszki-víztároló mentén az Angara-folyó völgyében, ahol 100 m vastag és 250—500 m-es kvarcit tömbök süllyednek bele a kambriumi agyagba. A blokkok csúszása itt igen lassú (0,2 mm/év), némelyek egymástól 100 m távolságra is elmozdultak, a repedésekbe agyag nyomult be.

Csúszólapon horizontálisan elmozduló blokkos csúszás esetét ismerteti D. J. VARNES (1958) a Panama-csatorna mentéről. A csúszásnak e típusát a rotációs tömeg-elmozdulást végző suvadással állítja szembe.



#### 4. Sár-, talajfolyás és közettörmelék mozgás (szoliflukció)

A geomorfológiai irodalom határozott különbséget tesz az állandóan fagyott altalajon végbemenő felszíni tömegmozgások, valamint a mérsékelt övi és trópusi talaj-, sár-, közettörmelék mozgás fajtái között. Az előbbit *geliszoliflukció*, az utóbbit *szoliflukció* néven jelöli. A két folyamata mechanizmusában és formáiban is lényeges különbség mutatkozik.

A szoliflukció szűkebb értelmezésben a genetikai talajszelvényen végbemenő talajmozgást jelenti, de használatos tágabb értelemben is különféle képlékeny szilárd anyagok „nedves” és nem képlékeny „száraz folyásaira” is.

A nem állandóan fagyott talajon végbemenő szoliflukciós mozgásokat mechanizmusuknak és formáiknak megfelelően két alkategóriába szükséges csoportosítani: a képlékeny szilárd anyagok „*nedves folyásai*” és a talajnak, mállott kőzetnek a lejtőn végbemenő nem-képlékeny „*száraz folyással*” mozgó változatai szerint.

4.1. Geomorfológiai megjelenési formájuk szerint a *talaj-, sár-, iszap-, továbbá a lápfolyás* egymástól eltérő jelenségek, a felszínmozgásos térképen közös jelük van (20).

4.1.1. Az *iszapfolyás* az agyagos üledékes kőzetek lejtőin képlékennyé vált anyag időszakos lamináris vagy turbulens mozgása. Az anyag mozgása és felhalmozódása többnyire évszakos, de lehet epizodikus is, mint pl. a lejtős *tőzeg-láp kitörése* esetén bekövetkező iszapfolyás, mely hűvös-nedves területeken fordul elő. *Sár- vagy iszapfolyás* sajátos jelensége jön létre a félig száraz tájakon is, ahol a rövid, de intenzív csapadék erősen átáztatja a felszíni agyagos képződményeket. A keskeny, pár dm vagy m széles iszapfolyások sebessége nagyon különböző, a lejtőszögtől és az iszapos massa képlékenységtől függően. A kisebb lamináris-turbulens iszapfolyás 7°-os lejtőn 50–60 cm/sec. Az iszap- és sárfolyás, mint kísérőjelenség, a csuszamlások egyes típusainál is működik.

4.1.2. A *talajfolyás* a sárfolyással rokon jelenség, a *mérsékeltövi tájakon*, a művelés alatt álló lejtőkön ugyancsak felszíni tömegmozgásos folyamat. Nagyobb esőzések vagy gyors hóolvadások alkalmával — főleg ott, ahol az időszakosan fagyott talaj még nem engedett fel — a termőtalaj vékony rétege is folyásos állapotba jön. E folyamat az iszapfolyásnál lassúbb, de észlelhető.

4.1.3. *Mure, szeli*. Műszaki szempontból olykor speciális megoldásokat kíván a sáros-iszapos *közzettörmelék-áramlatok* elleni védekezés. A magas hegységekben a meredek lejtőkhöz támaszkodó törmelékkúpok, kőzetomladékok nagyobb és tartós esőzés után olyan mértékig telítődnek vízzel, hogy a törmelékhalmoz egy része hirtelen folyóssá válik, és mint vizes-sáros kötőrmelék gyors mozgásnak ered. A vizes-sáros massa 50–80% töménységű, az Alpokban *mure*-nak nevezik. A viszonylag kisebb áramlatok a meredek lejtőkről az ugyancsak nagy esésű, általában száraz, 1., 2. mellékvölgybe futnak össze, ahol további durva hordalékkal és az esőzések után megnövekedett vízszállítással gyarapodnak. Ilyen módon megnövekedő sáros kötőmegáradat érkezik,



többnyire rohanó sebességgel (10—36 km/h) a fővölgyek lábához, ahol szétterülve hordalékkúpot képez.

A Kaukázusban és a közép-ázsiai hegyekben, ahol a magas hegységi régiókban igen sok a közettörmelék, a sáros, közettörmelékes áramlatok katasztrófális méreteket öltenek. A „szeli” jelenség — ahogy itt nevezik — nemcsak a hegységben lévő nagyobb völgyek műszaki létesítményeit veszélyezteti, hanem a hegységelőteri településeket is. A nagyeesű fővölgyekbe ugyanis olyan nagy mennyiségű közettörmelék zúdul, hogy időlegesen elgátolja a völgy amúgy is nagyon megáradt vízfolyását. A gyakran több tízezer  $m^3$ -nyi törmelékes torlat mögött ideiglenes tó keletkezik. A torlat végül is annyira átázik, hogy csaknem egész tömegében folyóssá válik, és a nagyeesű völgyben hatalmas köves-sáros áradatként rohan le a hegységelőteri hordalékkúpra, ahol durva hordalékát szétterítve elhal. Ez az áramlat útjában nagy pusztítást végez és a völgytalpi utakban, berendezésekben, valamint a hegységelőteri településekben nagy anyagi károkat okoz. A nem ritkán 20 km-es sebességgel rohanó áradatban több m átmérőjű sziklatömbök szállítódnak, ezért a „szeli” megfékezésére különböző erős műszaki berendezéseket, komplex védelmi intézkedési rendszert alakítottak ki.

A „mure” és a „szeli” jelensége, szezonálisan ismétlődő katasztrófális formában a rendkívül csapadékos évszakokkal összefüggésben periodikus.

4.1.4. Műszaki szempontból a *mérsékelt övi talaj- és sárfolyásos folyamatok* a mesterséges feltárások, útbevágások rézsűin okoznak károkat, továbbá az árkos vízmosásokból a településekbe nyomul be sármassza.

A mesterséges árkok meredeken kialakított rézsűinek oldalában a hó télen nagyobb tömegben halmozódhat fel, mint a természetes domborzaton. Ha a lejtő gyeptakaróval nem rendelkezik, vagy az már helyenként korábban lekopott, az olvadás során az agyag felszíne átmedvesedik és kisebb sárfolyásos felületek jönnek létre. Az agyag mozgását a felületi fagyás is elősegítheti, mert a napszakosan megfagyó néhány cm agyagréteg a lejtővel párhuzamosan elválik, hántolódik. A rézsű alján lévő vízlevezető árok fokozatosan töltődik. A rézsű agyagosabb része gyorsabban hátrál a sárfolyás hatására, mint a lejtőt felépítő más rétegek, így azon egyenlőtlen bemélyülések keletkeznek. Ezek pedig megnövelik a lejtőt lemosó esővíz energiáját, majd együttes hatásuk kisebb omlásos, rogyásos folyamatok létrejöttét segíti elő. E folyamatok a lejtőegyensúly megbontása miatt itt összegződnek, egymás hatását módosítják, fokozzák. Tevékenységük különösen akkor válik károsná, ha a környezet domborzati adottsága folytán a mesterséges rézsűre felületi lefolyó víz kerül, továbbá, ha a rézsű alján lévő árok jelentősebb tereprész vízgyűjtő és levezető csatornájává is válik, melyben mind az iszapfolyás, mind az árkos erózió extrém módon felerősödhet. Ez utóbbi körülmény időnként elkerüli az útbevágás-tervezők figyelmét.

4.2. A jelentős belső súrlódással rendelkező *közettörmelék* nem képlékeny „száraz folyása” (21) a törmelékfelhalmozódás folyamatában kialakult labilis morfológiai helyzetével, a részecskék gravitációs feszültségével függ össze. Három gyakoribb típusát ismertetjük.

4.2.1. A *lejtőtörmelék száraz folyása*. Mozgása eltér az előbbieken tárgyalt „folyamatos folyástól”, melyben a folyásos alakváltozás a közet képlékeny tulajdonsága miatt érvényesül. A „száraz folyás” esetében a gravitációs erő mellett sokféle molekuláris feszültség hat a lejtő irányában. Ezek összegződése váltja ki az anyag szakadásos mozgását, mely részben lassú, részben pedig periodikusan gyors is lehet. A hirtelen gyors



mozgási lehetőséget geomorfológiai lejtőadottságok biztosítják. Ilyen esetben a folyamat a törmelék omlásos jelenségébe vált át.

A durva közettörmelék sűrűlódási szögének határértéke a lejtőn  $34\text{--}35^\circ$ , a száraz homoké  $33\text{--}34^\circ$ . Ha az elaprózódás, ill. a kődarabok felhalmozódása tovább folytatódik a száraz közettörmelékben, ill. homokszemcsékben, nyírási felület képződik. Ha pedig a maximális lejtőszög kialakult, akkor azon hirtelen legurulnak, ill. lefelé folynak. A  $35^\circ$ -nál meredekebb, szálkőzetből álló egyenetlen lejtőoldalakat — ha elegendő sok a törmelék — a „kőfolyások” a maximális állékonyságuknak is megfelelő,  $35^\circ$ -os instabil ferde lejtővé alakítják át. A felhalmozódó törmelék a meredek sziklafalak oldalában tört lejtőt képez. Ha nagy szintkülönbségű törmelék-lejtő alakul ki, akkor az évszakos lassú mozgás mellett, a vastag olvadó hótakaró terhelése miatt, köves-hólavina-omlásoknak is forrásai lehetnek. A mure és szeli jelenségeknek is kiindulási helyeivé válhatnak tartós esőzések után.

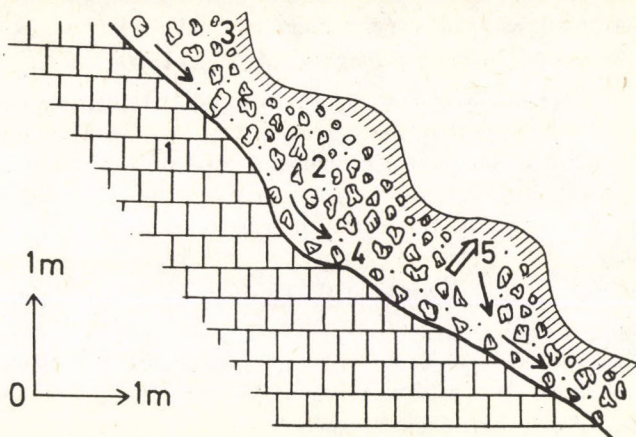
4.2.2. *A közettörmelékek lassú „száraz folyása” a  $35^\circ$ -nál kisebb sziklás lejtőn és a nagy esésű száraz sziklavölgyekben fordul elő.* Ebben a helyzetben a kőtömbök az egymásra gyakorolt nyomás, szezonális fagyaprózódás, a mállás, a szivárgó vizek és a jégkristályok növekedésének hatására érintkező felületükön pattogzanak, törnek, egyensúlyi helyzetüket változtatják, és a lejtő irányában lassan elmozdulnak. Ezeknek a „kőfolyamok”-nak, „kőgleccserek”-nek, „kőtengerek”-nek évi mozgása csupán  $15\text{--}60$  cm. Főként magashegységeknek az év nagy részében száraz, meredek völgyeiben és sziklás lejtőin jellegzetesek. E jelenségek stabilizálódott maradványai a pleisztocén folyamán periglaciális zónához tartozott középhegységi lejtőkön is számos helyen előfordulnak.

4.2.3. *A talaj köves málladéktakarójának (regolit) lassú mozgása.* Nagyon elterjedt jelenség a (mérsékeltövi) hegységi-dombsági lejtőkön (21). A talajmozgás nem látható, de megfigyelhető és mérhető folyamat. A jelenségre felhívják a figyelmet a fiatal fák talaj fölötti törzsének lejtőirányban való elgörbülései, a gyeses lejtők helyenkénti kidudorodása vagy kikopása, szakadozottsága stb. A mozgás ezekből ítélve a *gyeptakaró alatt megy végbe*. Az eddigi tapasztalatok szerint a talajban a gyeptakaró alatt nedvesen tartott agyagos törmelékben a fagyhatásra növekvő jégkristályok a talajrészecskéket, a gyeptakaró alatti törmeléket a lejtőre merőlegesen, felfelé megemelik. A fagyfelengedés során a megdagadt talaj, ill. megemelt kőtörmelék a lejtő irányába elmozduló komponens mentén kerül új helyzetbe (11. ábra).

Újabban a talaj felszíni lejtőirányban való lassú elmozdulásában a talajnedvesség szezonális változását tartják elsődlegesnek, azután a fagyás-olvasztás hatása, a talajlakó állatok tevékenysége és végül a talajhőmérsékleti változások következménye a fontossági sorrend.

Ha a talajnedvesség növekszik a talajban, az agyagok kolloidális duzzadásának hatására a talajfelszín függőlegesen megemelkedik, tartósabb nedvességszökkenés — kiszáradás — idején a talaj összehúzódik. E részjelenségek következtében a talajszemcsék a nehézségi erő hatására a lejtő irányában is elmozdulni kényszerülnek. A talajszem-





11. ábra. A törmelék lassú mozgása füves talaj alatt. — 1 = vízzáró kőzet; 2 = durvább törmelék; 3 = finom törmelék és talaj; 4 = talajvíz helyzete, mozgásiránya; 5 = fagyduzzadás és felengedés hatására végbemennő mozgási irányok

csék cikk-cakkos pályán mozognak lefelé, anélkül, hogy a talajtakaróban általános szakadás jönne létre.

A talaj lassú mozgásának hatására a lejtőn az útbevágások támfala vagy kisebb kőoszlopok enyhén deformálódhatnak. Ez a folyamat az állandóan fagyott talaj szoliflukciójához hasonló elemeket is tartalmaz, mint pl. a jégkristályok talajemelő és nyomó tényezője, de e jelenség egészen más körülmények között, a gye- és erdőtakaró alatt, rendszerint lényegesen erősebb szögű lejtőkön megy végbe. (Az erős fagyhatásnak kitett talaj szoliflukciója 2-3°-os enyhe lejtőn is működik.)

A lejtős talaj és regolith lassú, szezonális, viszkózus mozgását (22) sok tekintetben amolyan lassú földcsuszamlásnak is tekintették (K. TERZAGHI, 1950), amelyben a talajnak, ill. a felszín közeli rétegnek a súlya okozza a lejtőirányban való lassú tömegelmozdulást. Ez a folyamat azonban nem terjed ki a lejtő egészére, és nem is tud mindenféle talajon végbemenni. Mindenesetre tény, hogy nemcsak erősen agyagos felszín közeli rétegekben, hanem *köves törmelékes talajokban* is gyakran észlelhetünk lejtőirányú kampós elvonszolódást (Hackenboden, Cambering); ez utóbbiakat a *törmelékmozgásos lejtő* megnevezéssel külön kategóriaként térképezzük (22).

A málladéktakaró lassú mozgása a lejtőn a mérsékelt övi törmelékfolyással is rokon, sőt esetenként kombinálódhat is azzal.

## 5. Talaj- és sárfolyás állandóan fagyott altalajon (geliszoliflukció)

Az állandóan fagyott altalajú lejtőkön az évszakosan vagy napszakosan néhány dm mélységig felengedő talaj — az ún. aktív zóna — nedvességgel annyira telítődhet,



hogy plasztikus (esetleg fluidális) állapotba kerül. Emellett a fagyváltozékonysággal járó térfogatváltozásoknak és a nehézségi erő érvényesülésének együttes hatására lassú, de igen jelentős ún. *geliszoliflukciós tömegszállítás megy végbe*.

Állandóan fagyott altalaj a negatív évi középhőmérsékletű tájakon — az arktikus, szubarktikus övekben és a magashegységek erdő- és hóhatár közötti övezetében — alakulhat ki elegendő talajnedvesség esetében. A geliszoliflukció folyamatában az anyag sajátos módon szemnagyság szerint osztályozódik. A mozgató főtényező a fagyáskor fellépő nyomó, emelő erő, mely a néhány dm vastag szezonális talajt még  $1,7^{\circ}$ -os lejtőn is mozgásban tartja. Ez azt is jelenti, hogy e folyamat képes igen enyhe tereplépcsőkkel, teraszokkal tagolt  $2-3^{\circ}$ -os lejtőket is kialakítani. Az ilyen domborzat-elegyengetés az ún. *krioplanáció*.

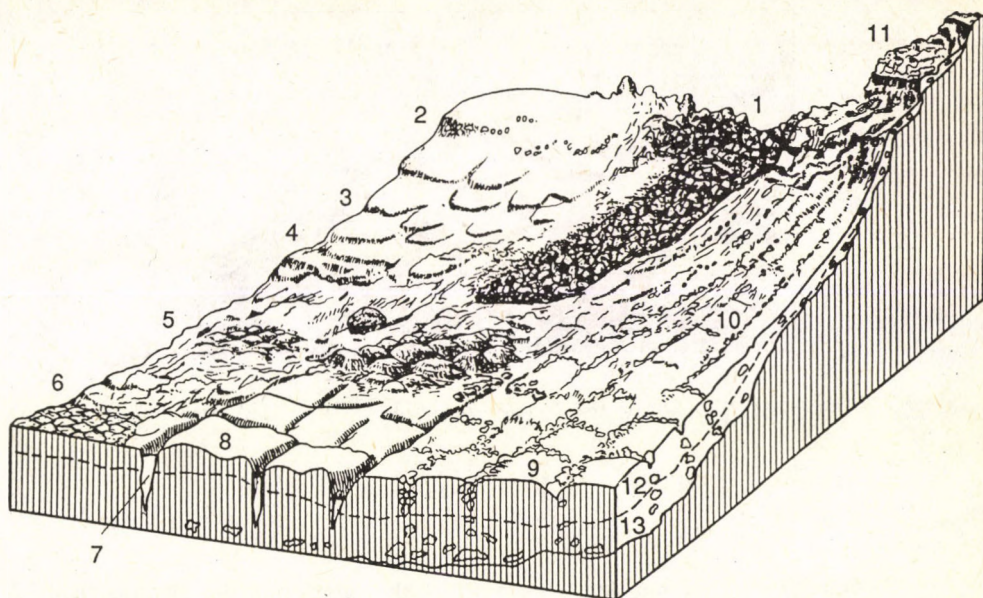
A geliszoliflukció működésekor a talajmassza olvadt állapotában csúszó, folyásos és áramló konvekciós mozgások mennek végbe. Az anyag megfagyásakor termikus térfogatváltozás okozta emelő és nyomóerő lép fel, melynek hatását a humusz- és agyagkolloidok, továbbá a talajvíz mennyisége jelentősen befolyásolják. A fagyott talajon végbemenő geliszoliflukció — szemben a mérsékelt és meleg éghajlati tájak talaj- és sárfolyásával — rendszeres napi, ill. évszaki ritmusú jelenség, a lejtők egész felszíne egyidőben mozgásban van, ezáltal azokon a letarolás, lejtőlábon és a völgytalpakon a felhalmozódás folyamatos.

Az állandóan fagyott talajú lejtőkön a geliszoliflukciós tömegmozgásnak jellegzetes formáit képviselik: 1. a kősavos talajok, 2. a girlandos szoliflukció.

5.1. A *lejtőirányú kősavos talajok* a különböző szemnagyságú törmeléktakaróban az aktív szezonális talaj mélységéig kialakult szerkezeti talajok. Rendszerint csupán gyér füves növényzet nő ezeken, mert egyrészt a forma szárazabb, periglaciális éghajlati körülmények között alakul ki, másrészt fagyemelő tevékenység a törmelékben évi és napszaki vízmozgással jár együtt és a növény gyökérzetét elszagattja. A kősavok a szezonális talaj újrafagyásakor (regeláció) rendeződnek hasonlóképpen, mint a köves poligonokban. A kősavok úgy tekinthetők, mint a lejtőirányban hosszan elnyúló kétoldalú poligon (12. ábra). A jelenlegi periglaciális, szubnivális területek hegységi lejtőit nagy felületeken kősavok fedik be. Ezeken a felszín egésze a szezonális talajmélységig lassú, évi néhány cm sebességű mozgásban van. Ezzel szemben a pleisztocén periglaciális területek kősavos talajmaradványai ma már nem mozognak.

5.2. A *girlandok* nedvesebb éghajlatú gypes, tőzegmohás takaróval fedett, vályogos közettörmelékes lejtőn alakulnak ki, ahol a szezonális talajban több a nedvesség és benne lokálisan jéglenccék is visszamaradnak. A lejtős felszínen ugyanis a gypes-tőzeges talajtakaró különböző vastagságú, mely alatt a szezonális talaj egyenetlen mélységig enged fel. Az újrafagyás során az eltérő mértékben nedves pelites krioklasztit egyenlőtlen kidudorodásokat okoz a felette lévő gypes takaróban. Az ismétlődő felengedés során ezek a lejtő irányában elmozdulva egymásra torlódó párnákat, a lejtőcsapással párhuzamos vagy lobuszos elrendezésű girlandokat formálnak (13. ábra). A talaj nedvességtartalmától és a lejtőszögtől függően a girlandos lobuszok helyenként hosszú nyelvet is formálnak, hasonlóan némely csuszamlásos földfolyáshoz a mérsékelt övben.





12. ábra. Negyedidőszaki üledékeken, állandóan fagyott talajon található mikro- és középformák (Sz. G. BOCS nyomán, in A. GORSHKOV—A. YAKUSHOVA 1967). — 1 = kőtenger, kőfolyás; 2 = kövesgirland; 3 = szoliflukciós terasz, krioplanációs terasz; 4 = krioplanációs lépcső; 5 = jégakkolit; 6 = pogácsa-talaj; 7 = jégék; 8 = földes poligon; 9 = köves poligon; 10 = kősavos talaj; 11 = altiplanációs teraszok; 12 = szezonálisan fagyott talaj; 13 = állandóan fagyott talaj

A geliszoliflukció szállította durvább törmelékek (krioklasztitok) nem mindig rendeződnek szerkezeti talajokba, előfordul, hogy kisebb köves lépcsőket formálnak a lejtőn, ill. a sziklás lépcsők (krioplanációs teraszok) alján összegyűlt kriofrakciós törmelék rendeződik szerkezeti talajokká.

A fagyott talaj szoliflukciós jelenségeinek különválasztását éppen a fentebb röviden vázolt tulajdonságok tették szükségessé. A mérnöki gyakorlatban az évszakosan felengedő és mozgásban lévő aktív talaj az építkezésre veszélyes, sok nehézséget okoz a műtárgyak, vezetékek lefektetésénél stb. Ilyen területeken az alapozás, a vezetéklefektetés az aktív talajréteg alatti állandóan fagyott talajban történik, melyben lejtőirányú mozgás nincs. Azonban figyelembe kell venni, hogy az aktív zóna mélysége a nyári felmelegedés és a talajnedvesség mértékétől függően évjáratok szerint dm nagyságú ingadozást is elérhet.

A szoliflukciós folyamatok által felhalmozott pleisztocén kori üledékek az egykori periglaciális övben sokfelé megtalálhatók a lejtőüledékekben, ahol a lejtőkön agyag, agyagos talajok és kőzettörmelékek fordultak elő. Hegységek, dombságok lejtőin a pleisztocén jeges szakaszok során a szoliflukció jelentős felszínformáló szerepére éppen a nagymennyiségű szoliflukciós lejtőüledékekből tudunk következtetni (PÉCSI M. 1964).





13. ábra. Girlandos szoliflukció (Sz. G. BOCS nyomán, in A. GORSHKOV—A. YAKUSHOVA 1967)

## 6. Lejtőleomosás, barázdás és árkoló erózió

A lejtőn lefolyó csapadékvíz a legáltalánosabb felszínpusztító és anyagszállító tényező, kisebb-nagyobb mértékben csaknem minden éghajlati övben tevékeny hatótényező.

A mezőgazdasági művelés alatt álló lejtős felszíneken a lefolyási tényező 60 % fölé nőhet, ami hektáronként  $700\text{--}800\text{ m}^3$  (!) vízfolyást és 80 kg-nál is több szilárd anyag elszállítását okozhatja. A természetes vegetációval — erdő, rét — borított lejtőn a csapadékvíz nagy részben beszívárog a talajba, annak táplálására szolgál. A lejtő alakítására kevés lefolyó víz marad. Vagyis a szántott lejtőkön hektáronként néhány száz  $\text{m}^3$ -rel több a lefolyó víz, mint természetes körülmények között. Ez megbontja a lejtő- és a talajfejlődés természetes dinamikus egyensúlyát, a talajvíz-háztartásban és a termékprodukciónban pedig nagy veszteséget jelent. Ugyanakkor igen aktív pusztító és anyagszállító energiaként jelentkezik a lejtőn.

A lefolyás akkor indul meg, amikor a csapadék-, ill. a hóolvadákvíz meghaladja a beszivárgás mértékét, a talaj, ill. a növényzettel fedett talaj ellenállását. Ez esetben a lejtő átnedvesedett felületén apró barázdákban mozgó vízerecske, ill. vékony vízfilm kinetikus és oldó tevékenységet fejt ki, anyagrészeket ragad el, melyeket részben magukon az enyhébb lejtőszakaszokon, részben pedig a lejtő alján, a völgytalpon felhalmoz.

A lejtőleomosás folyamatában szállított anyag a lejtő konfigurációjától, a növényzettel való fedettségtől függő mértékben magán a lejtőn is felhalmozódhat. Ezeket nevezzük delúviumnak. A művelés alá fogott dombságokon — néhány száz év alatt — a feltöltődés, főként talajhordalékból, a méteres nagyságot is meghaladja. A lejtőleomosás (23) tehát a talajpusztulásnak sok helyen a legdöntőbb tényezője, de nem az egyedüli.

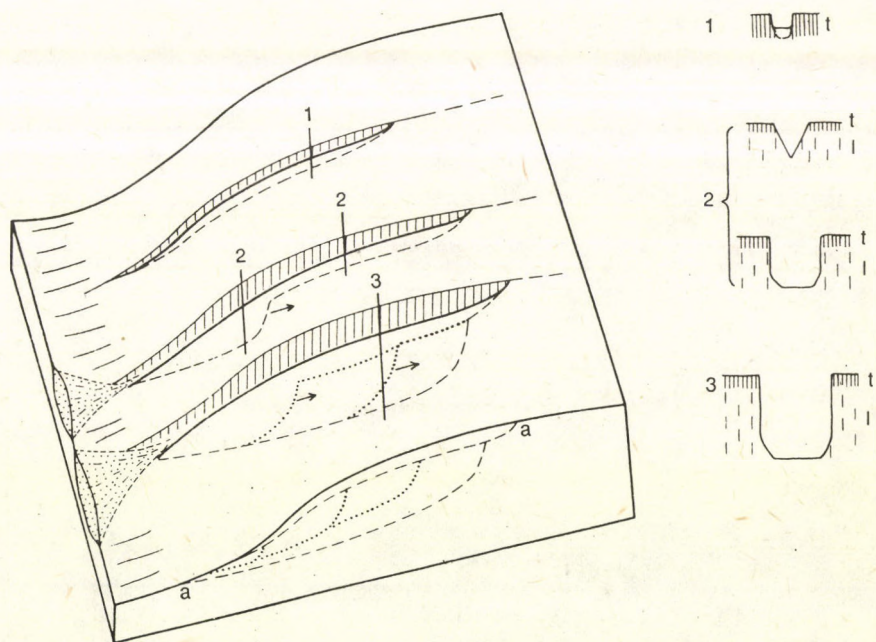


## 7. Tömegmozgatás a lejtőn, barázdákban, árkos vízmosásokban

A tömegmozgatás e típusa átmeneti jelenség a spontán tömegmozgatás és a mozgó víznek, mint szállító közegnek tevékenysége között.



























A záporok, hirtelen hóolvadásvizék néhány cm vagy dm mély barázdákban (24) nagymennyiségű szilárd anyagot mozgatnak a lejtőn. Esetenként a víz tömegét is meghaladó mennyiségű szilárd anyagot képesek szállítani. Némelykor a nagymennyiségű tömegszállítás csak az árkok nagygesésű szakaszán történik, máskor azonban a folyékony sáros massa a lejtő aljáig mozog, de letorkollhat a völgytalpra, ill. a hegységelőteri törmelékkúpra is. A szállító közeg erejének ingadozása, csökkenése miatt egyazon lejtő-ill. árokszakaszon belül is nagyon különböző szemcsenagyságú üledék — agyag, homok, közettörmelék — rakódik le rövid idő leforgása alatt, térben egymástól elkülönülve, ill. nem ritkán egymással keveredve. A frissen felhalmozott nedves massa a lejtős helyzetben sárfolyásszerűen is tovább mozog. A felhalmozott üledék neve *prolúvium*. Ha sok a durva közettörmelék és többé-kevésbé már konszolidálódott, *fanglomerátnak* nevezik.

Domságokon és a hegylábi zónában, teraszos völgyoldalakon a laza üledékkel — pl. lösszel — fedett mezőgazdasági művelés alatti felszíneket szabdalják fel 5—15 m mélyen az időszakos vízmosásos árkok (14. ábra). Hasonló folyamattal eróziós árkok



14. ábra. Az eróziós barázda (1) kifejlődése vízmosásos árokká (2) és szakadékos völgygyé (3); t = talaj vastagsága, mint mérték; 1 = lösz, lösszerű laza üledék, vályog; a-a = a völgytalpfejlődés hossz-szelvényei



- 1  Kőzetomlás-veszélyes lejtő
- 2  Kőzetomlás halmaza
- 3  Földomladék
- 4  Földomlás fészke
- 5  Gravitációs törmelékűp
- 6  Kőpergéses garat
- 7  Kőtenger
- 8  Kőfolyás
- 9  Hegycsuszamlás halmaza
- 10  Hegycsuszamlás szakadásfrontja
- 11  Szőnyegszerű rétegcuszmamlás
- 12  a Szeletes földcsuszamlás szakadásfrontja (a)  
b Szeletes földcsuszamlás halmaza (b)
- 13  a Suvadás szakadásfrontja (a)  
b Suvadás nyelve (b)
- 14  Csuszamlás- és suvadáshalmazok közötti kis medencék
- 15  Időlegesen nyugalomban lévő csuszamlásos, ill. suvadásos lejtő
- 16  Csuszamlásra hajlamos (csuszamlásveszélyes) lejtő
- 17  Régi csuszamlásoktól hullámos felszín
- 18  Aktiv csuszamlásos lejtő
- 19  Földfolyásos földcsuszamlás
- 20  Talaj-, sár-, iszapfolyás
- 21  Törmelék lassú mozgása gyeptakaró alatt
- 22  Törmelékmozgásos lejtő általában
- 23  Lejtőleomosás
- 24  Barázdás erózió
- 25  1-5 m 5-15 m Eróziós árok
- 26  Lösszorhos, lösszurdik

15. ábra. Felszínmozgásos domborzat geomorfológiai térképének jelkulcsa



(25, 26) alakulnak ki a csapadékos és száraz évszakkal jellemzett (szubhumidus) trópusi övben is, ahol a felszín alatt mélyen elmállott, kaolinosodott képződményekbe a lejtőn koncentrálódó csapadékvíz több m-nyire bevágódik. Helyenként a felszínt olyan sűrűn behálózzák a kisebb-nagyobb eróziós árkok, hogy az eredeti térszínből alig marad meg valami. Az ilyen terület járhatatlanná, művelhetetlenné válik, innen a neve is: „*badland*”. E jelenségek kizárólag jelenkoriak és legtöbb esetben antropogén behatásra nagyon gyorsan jönnek létre ott, ahol a mezőgazdasági művelés, vagy az úthálózat kiképzése során — pl. földutak, útbevágások stb. — nem vették tekintetbe a felületileg lefolyó víz koncentrálódásának veszélyét. Az évente mintegy 5—15 m-t hátráló árkokban a nagyobb esőzések, vagy éppen katasztrofális záporok idején sáros víz, közettörmelék áradat rohan a lejtő alá, ahol útszakaszokat és útmenti csatornákat, esetenként települések úthálózatát temeti el. Lössös kőzetben az árkok szabályozása nagy körültekintést igényel, mert a helyi adottságoknak meg nem felelő beavatkozás a löszben karsztos-szuffúziós jelenségek, partomlások kialakulását idézheti elő. Leghatásosabb védekezést az árkok vízgyűjtőjén lehet elérni. Biztosítani kell, hogy minél kevesebb vízlefolyás érkezzon az árokrendszerbe.

## IRODALOM

- CHOLNOKY J. 1926. A földfelszíni formák ismerete. (Morfológia). — Egyetemi Nyomda, Budapest, 296 p.
- GORSHKOV, A.—YAKUSHOVA, A. 1967. Physical Geology. — Mir Publ. Moscow, 596 p.
- PÉCSI M. 1962. A Kisalföld geomorfológiai képe. — Földr. Közl. 10. (86.) 2. pp. 113-142.
- PÉCSI M. 1964. A magyar középhegységek geomorfológiai kutatásainak legújabb kérdései. — Földr. Ért. 13. 2. pp. 141-156.
- PÉCSI M. 1968. A lejtőüledékek fő típusai és felhalmozódásuk dinamikája. — Földr. Ért. 17. 1. pp. 1-16.
- TERZAGHI, K. 1950. Mechanism of Landslides. — Geological Society of A., Berkeley Volume. pp. 83-123.
- VARNES, D. J. 1958. Landslide Types and Processes in Eckel, E. B. editor — Landslides and Engineering Practice, Highway Res. Board, Special Report 29, Washington DC.



## Lejtőmorfológia és negyedidőszaki lejtőüledék-képződés\*

Jelen vizsgálatunk alapját annak az összefüggésnek a felismerése és hangsúlyozása adta meg, hogy a domborzat adottságai jelentős mértékben irányítólag hatnak a lejtőüledékek fáciéseinek kialakulására. De fordítva is áll ez az összefüggés, ui. a képződő, ill. létrejött lejtőüledékek egyes sorozatainak minőségük és mennyiségük szerint nagymértékben befolyásolják a felszínalakító folyamatok további menetének módját és ütemét, általában a domborzat alakulásának dinamikáját.

Számos lejtőfeltárás rétegsorát kiértékelve azt tapasztaltuk, hogy önmagában egyik szelvény, lejtőszakasz sem képviseli a pleisztocén lejtőfejlődés hézagatlan eseménysorozatát, bár a különböző feltárásokban egyes rétegösszletek genetikailag azonos típusúak és meghatározott sorrendben követik egymást. Ezért pl. a felsőpleisztocén lejtőfejlődés rekonstruálása érdekében célravezetőbbnek tartottuk a több esetben is megismétlődő és jellemző lejtőüledéksorokat és más jelenségeket általánosított paleogeográfiai történetét tükröző táblázatban és szelvényben összegezni (1. táblázat és 15. ábra).

### A) A lejtőformálódást befolyásoló tényezők

A geomorfológiai formáknak és azok elemeinek, a lejtőknek irányító szerepét a szárazföldi üledékfáciések kialakításában eddig még nem elemeztük ki hatásuknak megfelelő mértékben. A szárazföldi üledékek a szállítóközegnek egy meghatározott sebességi értéke mellett ülepednek le. A szállítóközeg sebességét pedig a domborzat, ill. a lejtőviszonyok jelentősen befolyásolják, ez esetenként a lejtőviszonyok függvénye. Mivel a domborzat lejtői állandóan változnak — a rájuk ható külső és belső erők hatására —, a lejtőformálódás ezen keresztül érvényesíti állandó hatását az üledékképződésre. Különösen vonatkozik ez a lejtőüledékek térbeli elterjedésének törvényszerűségeire és típusainak a domborzat állagával való összefüggéseire.

A földfelszín nagy egyenetlenségeit, szerkezeti-morfológiai formáit, az általános lejtősődést a térben és időben differenciált vertikális tektonikus mozgások idézik elő. Azt azonban, hogy tartósan milyen lejtőtípus alakul ki a földfelszín valamely részén, nem elsősorban a kéregmozgás mértéke és üteme irányítja, mint azt W. PENCK (1953) vélte. De a lejtőfejlődés menete és az annak kapcsán kialakult lejtőtípusok nem is csupán a

\* Relationship between slope geomorphology and quaternary slope sedimentation. — Acta Geologica. 1967. 11. 1-3. pp. 307-321.



„normális denudációs ciklus” bizonyos stádiumának függvényei, mint ezt a davis-i ciklustan és követői vallják.

*Álláspontunk szerint a lejtőfejlődés menetét és a létező lejtőformákat a domborzat tektonikai, szerkezeti-morfológiai, kőzetmorfológiai adottságai és az adott felszínen egy bizonyos idő óta ható klimatikus morfológiai folyamatok együttes dinamikája szabja meg.*

Az utolsó geológiai időszakra vonatkozóan behatóan elemeztük a lejtőformálódást irányító tényezőket (pl. PÉCSI M. 1962-1966), ennek alapján azok hatását a magyarországi, ill. a pleisztocénban el nem jegesedett európai területek lejtőinek alakulására összefoglalóan az alábbi megállapításokkal értékelhetjük.

1. A lejtőfejlődés szakaszosan megy végbe a lejtőformáló folyamatok intenzitásának időbeli és térbeli váltakozása miatt. A negyedidőszak során ugyanis az éghajlati feltételek ismételten megváltoztak, miközben jól differenciált kéregmozgások játszódtak le.

2. A lejtőkön különböző areálisan letaroló, ill. lineárisan felárkoló destrukciós folyamatok ismétlődően váltakoztak egymással is, de lejtőüledékképző periódusokkal is. A lejtő dinamikáját tekintve a relatíve nyugalmi időszakokban talajképződés uralkodott.

3. A hosszabb, pl. glaciális lejtőfejlődési szakaszok során sem volt állandóan azonos a tényezők hatása. Egy szakaszon belül képződött lejtőüledék-sorozatban a rétegek többszöri szerkezet- és típusváltozása azt mutatja, hogy a hosszabb szakaszok is rövidebb fázisokból tevődtek össze. Ezek az — egyes glaciális szakaszokon belüli — oszcillációs fázisok főként az atlantikus és a kontinentális éghajlati elemek váltakozó mértékű egymásra hatásából eredtek.

4. A lejtőüledékek típusai<sup>1</sup> arra is utalnak, hogy a lejtőt formáló exogén folyamatok intenzitásában, egymáshoz való arányában nemcsak szakaszos és azon belül fázisos, hanem *szezonális váltakozás* is fennállott.

A derázis,<sup>2</sup> eolikus és a lineáris eróziós folyamatok a klímaelemek dominanciájának, ill. kombinációjának megfelelően szakaszok (glaciális, interglaciális), fázisok (anaglaciális, ... posztglaciális stb.) és évszakok szerint különböző mértékben és eltérő módon alakították a lejtőket.

5. A magyar középhegységek és dombságok lejtőinek mai méretét és helyzetét egyrészt a pleisztocén kori kiemelkedő *kéregmozgások*, másrészt a tektonikus fázisokkal párhuzamosan és azt követően — de főként az interglaciálisok idején — működő erős *eróziós völgykimélyítés* határozták meg. A pliocén végi gyenge reliefenergiájú domborzat a pleisztocén során tehát egymástól elkülönülő időszakokban tagolódott fel völgyekre és azok felé csaknem minden irányban lejtő völgyközi hátakra.

<sup>1</sup> A lejtők negyedidőszaki formálódásának magyarázatát, a geomorfológiai analízis mellett, a lejtőüledékek genetikájának, típusainak és térbeli helyzetüknek részletes összehasonlító és elemző tanulmányozására, mikrorétegtani vizsgálatokra építettük.

<sup>2</sup> A lejtőt areálisan alakító, gravitációs, csuszamlásos, kriogén, lejtőleemosó-tömegmozgásos folyamatok összefoglaló megnevezése.



1. táblázat. A magyarországi pleisztocén kriogén folyamatok, formák és üledékek áttekintő osztályozása  
(PÉCSIM. 1966)

Kriogén folyamatok fő csoportjai	Folyamatok fajtái	Kriogén formák és üledékek
I. Talajfagy-, talajjég-képződés és kiolvadás	1. Rés-, repedés- és ékképződés	a) poligonális fagyékek, homokkal vagy lösszel kitöltött fosszilis jégékek b) fagyrepedések, szárazsági repedések fosszilis talajjal, ill. $\text{CaCO}_3$ -al kitöltve c) a talajjéglencsék cellaszerű repedés-hálózata; talajfagy kontrakciós repedések
	2. Főleg fagynyomás okozta zsákosodás és poligonképződés	a) kavics- és kőpoligonok, kőrözsák b) agyag- és homokzsák-talajok c) üstformájú homokos, kavicsos agyagzsák, mint a fagyék degradációs formája ill. epigenetikus fagynyomástól deformált (agyag-) ékek
	3. A felső rétegek nagyobb kriadinamikusan deformációja	a) felszín közeli rétegek kriadinamikusan „gyűrődései” 5–6 m mélységig; a talajjég és talajfagy aggradációs forma maradványa b) 5–6 m mélységig lehatoló kriadinamikusan törések és áttolódások (aggradációs forma) c) kriadinamikusan depressziók (makrozsákok) mint a talajjég degradációs, másodlagos formái, ill. a kriosztatikus nyomás rétegzavarai
	4. Kisebb krioturbációs folyamatok	a) néhány dm nagyságú krioturbációs rétegzavar (Würgelboden, festoons) b) fagynyomás ill. talajjégképződés által zavart kavics és közettörmelék réteg c) fagyemelés — pipkrake — létrehozta kőmező (stone pavement)
II. Kriofrakció (együttműködve a nehézségi erővel)	1. A szilárd kőzetek fagy okozta aprózódása	a) eluviális kőblokkok, közettörmelék b) kifagyástól elaprózódott dolomit gríz, gránitgríz stb.
	2. Kifagyás által létrejött különböző alakú kősziklák	Kőtorony, kőkapu, kőgomba, kőoszlopok, kővárak, sziklafalak stb.
	3. Kifagyás termelte gravitációs mozgással felhalmozott kőhalmazok	a) Kőtengerek, periglaciális blokkfácies b) rétegzetlen lejtős kőhalmaz, rétegzett lejtős közettörmelék (pl. grèze litée) c) kőfolyások, részben már a szoliflukciós folyamat is
III. Geliszoliflukció és gelipluvioniváció	1. Geliszoliflukciós letarolás és felhalmozódás	a) girland, barázdahantos talajok (striated soil) b) amorf szoliflukcióval felhalmozott masszaserű lejtőüledékek c) lamináris szoliflukcióval felhalmozott rétegzett pelites lejtőüledékek (letarolás + felhalmozódás)



Kriogén folyamatok fő csoportjai	Folyamatok fajtái	Kriogén formák és üledékek
III. Geliszoliflukció és gelipluvioniváció	2. Geliszoliflukció + gelipluvioniváció időszakos együttműködése	a) lejtővel párhuzamos ritmikusan rétegzett lösz, löszszerű és vályogos üledékek b) nivációs teraszok, fülkék a lejtőn, völgyoldalak aszimmetriája c) delle formálódás (képződéséhez még más folyamatok is hozzájárultak) és delle kitöltődés, völgytalp feltöltődés
	3. Gelipluvioniváció (hóolvadékvíz és csapadékvíz lemosás fagyott talajon)	a) rétegzett lejtős talajszediment (szemipedolit) b) ritmikusan rétegzett lösz, homokos lösz és homokos lejtőüledékek c) lejtővel párhuzamosan rétegzett aprószemű közettörmelék (pl. grèze litée)
IV. Gelidefláció (a szél tevékenysége a pleisztocén periglaciális zónában)	1. Szélkorrázió	a) sarkos kavicsok (szélkorradálta sziklafelszín, kő- és kavicsmező mint maradéktakaró b) szélformálta pozitív sziklaoszlopok, kőgombák (l. még kriofrakciónál is)
	2. Deflációs kifúvás és szélfelhalmozás	a) por és finom homok kifúvás a kriofrakció által felaprózott közettörmelékből b) korábban lerakódott poros és homokos üledékek áthalmozása, ezáltal pozitív és negatív homokformák képződése (helyenként deflációs tanúhegyek és mélyedések) c) por és finom homok üledékek lepel-szerű felhalmozódása (lösz és futóhomok takarók)
A) Krioplanáció	Az I–IV. folyamatok részleges vagy együttes össz-munkája a periglaciális domborzat — kriogén — planációját, elegyengetését eredményezte	a) krioplanációs teraszok b) pleisztocén krioplanációs „pedimentek”, enyhe lapos ferde lejtők c) az expozíciótól függő kisebb aszimmetrikus völgyek d) domborzat kiegyenlítődség általában
B) Derázio*	Az I–IV. uralkodóan kriogén periglaciális folyamatok és a mérsékelt övben ill. interglaciálisban is tevékeny lejtős tömegmozgások (sárfolyás, csuszamlás, lavina, kőzetomlás, lejtőleemosás, hólé és csapadékvíz által) részleges vagy együttes össz-munkája	a) a dellék többnyire derázios folyamatokkal alakultak ki ill. formálódnak tovább (ezért helyesebb a „derázios völgy” elnevezés) b) eróziós — derázios völgyek (sok kisebb interglaciális kori folyóvízi eróziós völgy feltöltött száraz derázios völgygá alakult át) c) derázios lejtők, dombok, tanúhegyek (periglaciális kriogén és mérsékeltövi lejtős tömegmozgásokkal ki-formált domborzat)

\* Egyes szerzők a denudáció kifejezésnek ilyen értelmet adtak.



6. A tájban egyre nagyobb területet elfoglaló lejtőkön a glaciális klímaszakaszokban főként a lejtő *derázis letarolása és a deluviális-kolluviális lejtőüledék felhalmozódás* volt az uralkodó. E folyamatnak *lejtőkiegyenlítő hatását* fokozta a száraz-hideg glaciális sztyepleklímák alatt végbement *eolikus akkumuláció*.

7. Végül, a lejtők anyagi felépítésétől, szögétől, égtáji kitettségétől függően, a helyi biogeográfiai, morfológiai és mikroklimatológiai, tehát *térbeli* különbségek következtében a lejtőformáló folyamatok minőségükben és mennyiségükben is különböző hatásokkal működhetnek.

## **B) A lejtőüledékek térbeli rendjét kialakító folyamatok és geomorfológiai adottságok**

Magyarország domborzati adottságait figyelembe véve az alábbi három leggyakoribb relieftípus szerepét vizsgáltuk meg a lejtőfejlődés és a lejtőüledékképződés összefüggésében<sup>3</sup>

1. folyóvölgyek lejtői,
2. száraz — derázis — völgyek lejtői,
3. dombsági, hegységi előterek, pedimentek lejtői.

### *1. A folyóvölgyek lejtői*

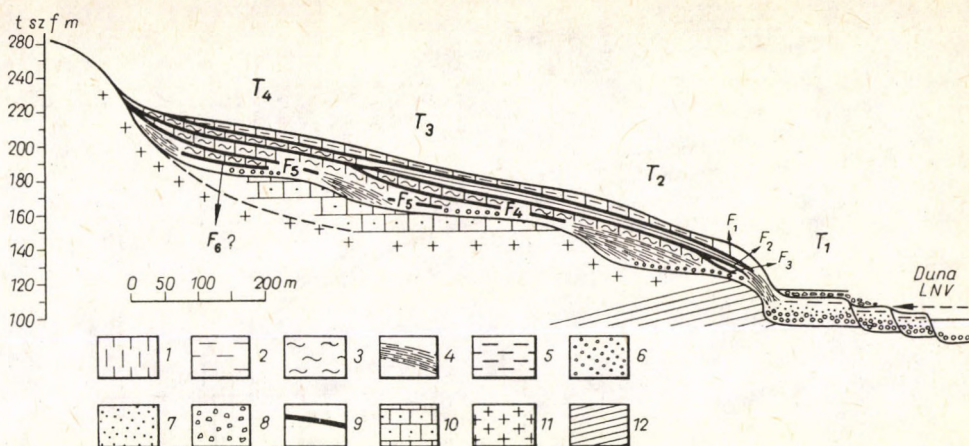
A lejtőfejlődés menetét és a lejtőüledékek felhalmozódását tekintve jól elkülöníthető altípusokat állapítottunk meg: a) a nagy folyók tágas, lejtőüledékekkel kiegyenesített, több teraszos völgyoldalai; b) a közepes nagyságú folyók lejtőüledékekkel eltemetett teraszos völgyoldalai; c) lejtőüledékekből formált pediment-teraszos völgyoldalak.

a) *Lejtőüledék-köpennyel kiegyenesített teraszos völgyoldal.* A lejtőüledék köpenye a Duna-völgy középhegységi szakaszán — egyes szakaszokon — 3-4 teraszt fed be. A vastag eolikus-pluvionivációs és szoliflukciós lejtőüledék csak a második ármentes terasztól fölfelé kezdődik, amely a II., III. és IV. ármentes teraszok lépcsőit szakaszonként úgy betakarja, hogy a teraszos völgy egységesen egyenes-ferde lejtőoldallá alakult át, csupán a második ármentes terasz lejt erősen az első ármentes teraszra domború lejtőtípussal (*1. ábra*).

Az első ármentes terasz az utolsó glaciálisban még a Duna medréhez, ill. eróziós területéhez tartozott. A Dunának pedig még a glaciális időszak alatt is volt olyan

<sup>3</sup> Azokat a lejtőtípusokat, amelyeken lejtőüledék nem képződött vagy nem maradt meg, nem tettük vizsgálat tárgyává.





1. ábra. Lejtőüledékekkel kiegyenlített teraszos völgyoldal. — 1 = eolikus lösz; 2 = deluviális lösz; 3 = szoliflukciós löszvályog; 4 = ritmikusan rétegzett törmelékes lösz; 5 = ártéri öntésiszap, silt; 6-7 = kavics és homok; 8 = záporpatak hordalék, törmelékkúp; 9 = fosszilis talajrétegek (F<sub>1</sub>-F<sub>5</sub>); 10 = tortoniai mészkő; 11 = helvét-torton vulkáni képződmények; 12 = oligocén agyag; T<sub>1</sub> - T<sub>4</sub> = A Duna alacsony és középső teraszai

menyiségű vízhozama, hogy a lejtőoldalokról a mederbe, ill. a völgytalpra lehordott törmelékét nagyrészt tovaszállítsa. Ezért nincs a Duna első ármentes teraszán számottevő lejtőüledék, vagy lösz.

A második ármentes teraszra települő fosszilis talajokkal tagolt lejtőüledékek, löszrétegek mind a würm jégkorszakon belül halmozódtak fel (PÉCSI M. 1959). A teraszos völgyoldal kiegyenesedése tehát főként periglaciális adottságok hatására ment végbe.

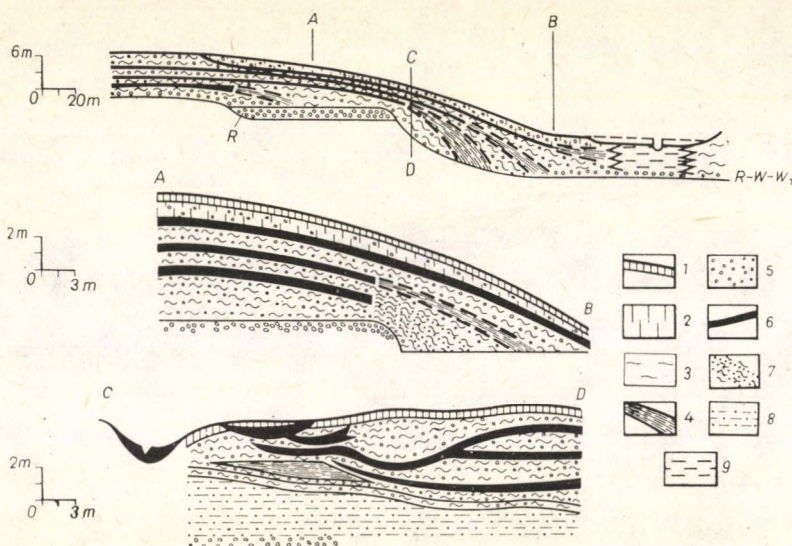
b) *Lejtőüledékekkel betemetett teraszos völgyoldalak* az olyan kisebb folyók mentén alakultak ki — Zala, Tarna stb. —, amelyek az utolsó jégkorszak nagyobb részében nem rendelkeztek elegendő, ill. állandó vízhozammal és ennek következtében képtelenek voltak elszállítani a lejtőkön át a völgytalpra lehordódott üledéktömeget.

Ilyen esetben az utolsó jégkori lejtőüledékek vastagon fedik be az alacsony teraszokat és betemetik az első ármentes teraszt is.

Az első terasz homlokán a lejtő megnyúlt a korábbi völgytalp rovására. A palástszerűen, ritmikusan egymásra települő laza lejtőüledékkötegek alulról felfelé egyre enyhébb szögben dőlnek a völgytalp irányába. A szoliflukciós és nivációs lejtőüledékek egy része a völgyoldalon nyomvonalukat változtató deráziós völgyek feltöltődő fázisai kapcsán halmozódott egymásra (2. ábra).

A lejtőüledék a jelenlegi folyó völgytalpa alá is benyúlik, ahol ujjszerűen váltakozik a lencsésen beékelődő fluviatilis hordalékkal. Mélyebben ezalatt, eltemetve fekszik a würm eleji, ill. utolsó interglaciális végi folyóvízi homok és kavics. Az ilyen völgyekben, ill. völgyszakaszokban az ártér fölötti első terasz a Duna-völgy hegységi szakaszán a völgytalp fölötti második teraszhoz felel meg, genetikailag és kronológiailag egyaránt.





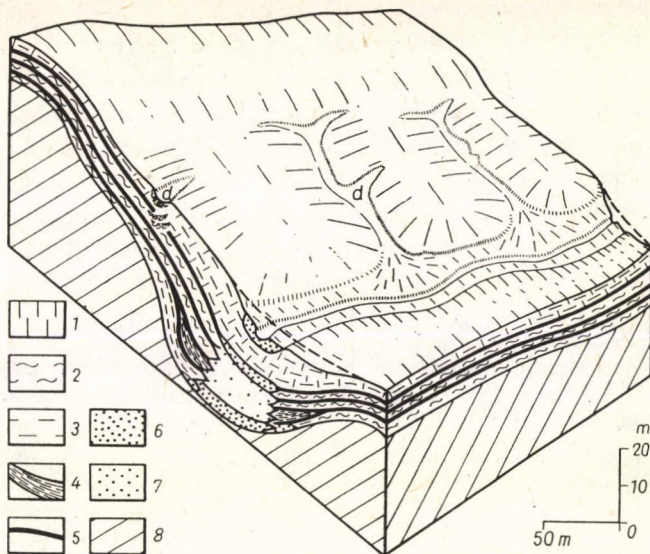
2. ábra. Lejtőüledék alá temetett teraszos völgyoldal. — 1 = jelenkori agyagbemosásos barna erdőtalaj; 2 = barna vályogos lösz, elszórtan kavicsszemcsékkel; 3 = szoliflukciós löszvályog, a magasabb teraszról áttelepített kavicsal; 4 = finoman rétegzett homokos agyag, delúvium; 5 = terasz kavics; 6 = fosszilis talajrétegek, helyenként áttelepített helyzetben; 7 = ritmikusán települt deluviális homokrétegek; 8 = rétegzett homokos agyag; 9 = allúvium, ártéri iszap, R-W — W<sub>1</sub> = riss-würm, würm eleji völgytalp; r = riss kori, riss eleji völgytalp

c) *Lejtőüledékből kiformált glaciteraszos*<sup>4</sup> völgyoldalak a laza üledékekből álló dombsági tájakon fordulnak elő. Gyakori, hogy hosszabb-rövidebb patak völgyek, völgyszakaszok lejtőit teraszok tagolják. Ezek a teraszok azonban nem a völgytalp kis folyójának a lerakódásai, hanem teljes egészükben a lejtő magasabb részeiről a lejtő alsó részére és a völgytalpra áthalmozott löszös, homokos vagy vályogos lejtőüledékekből állanak (3. ábra). A lejtőleemosásos és a lejtőmozgásos folyamatok a korábbi — valószínűleg utolsó interglaciális — eróziós völgyet szakaszosan és teljesen feltöltötték. A magasabb völgyoldaltól a völgytalpig lankás, egyenes ferde lejtő jött létre. A jelenlegi vízfolyás a fő völgy tengelye mentén ebbe vágódott be a pleisztocén-holocén határán és így alakult ki a lejtőüledékekből kifaragott glaciterasz.

Ahol a lejtőüledékek alapzatát agyagos kőzetek képezik, általános érvényű, hogy a lejtőleemosás mellett gyakori a sárfolyás, lejtőcsuszamlás és rogyás is. Ezért a rétegzett homokos lösz, a vályogos löszös lejtőüledékek, ún. völgyi löszök mellett csúszásos omladékhalmazok is előfordulnak. Ezek anyagai a feltárásokban az előbbiektől elkülöníthetők, de helyenként a lejtőmorfológia alakzatai is elárulják a *csúszamlásos földhalmazokat*, ha kiképzésük nem régi. Az idősebb, pleisztocén vagy holocén eleji földcsuszamlás-halmazok azonban a lejtőfejlődés során morfológiai formájukat elveszítik és belesimulnak a felszínbe.

<sup>4</sup> Esetenként *pediment-terasz*nak is nevezik.





3. ábra. Lejtőüledékből kialakított pediment-glaciteraszos völgyoldal. — 1—4 = a lejtővel többnyire párhuzamosan és ritmikusan rétegzett lejtőlösszet; 5 = fosszilis talaj; 6—7 = völgytalpi homok és finomhomok; 8 = pannóniai homok, agyagos homok, helyenként agyag; d = deráziós völgyek

A hideg-száraz glaciális fázisokban a kisebb völgyekben — a litológiai és orográfiai adottságoktól is függően — a folyók vízhozama nem érte el azt a küszöbértéket, hogy a völgytalpon felhalmozódott, főként nedves-hideg szakaszából származó szoliflukciós és a hideg-száraz szakaszok eolikus és lemosódott lejtőüledékét elszállítsa. Ezért a mellékfolyók völgytalpán a glaciális kori feltöltődés lényegesen nagyobb volt, a nagy folyók völgyéhez viszonyítva. Ez az oka annak, hogy a Duna első ármentes terasza nem azonos korú és morfológiai helyzetű. A mellékfolyók a holocénben többnyire még nem tudták átvágni a völgytalpukon levő würm kori töltelékanyagot, amely nagyrészt lejtőletarolódásból származott.

Nincs általános érvényű bizonyítékunk arra sem, hogy az interglaciálisok egész időtartamát klimatikus okok befolyásolta völgykimélyítés uralta. A laza anyagból felépített dombsági tájak kisebb völgyeit kitöltő folyóvízi üledékekben, az alacsonyabb teraszokban pl. többnyire meleg klímára utaló molluszkák és gerinces faunát lehet találni (KRETZOI M. 1953). A folyóvízi üledéket pedig vastag glaciális kori lejtőüledék borítja be. Ez azt jelentheti, hogy a völgyi teraszanyag lerakása ilyen esetekben az interglaciálisban ment végbe. A glaciálisok során pedig a lejtőüledékek, delúviumok, prolúviumok felhalmozódása uralkodott a völgytalpon is.

Sokat vitatott kérdés, hogy a Kárpát-medence folyóvölgyeiben egy-egy glaciális-interglaciális szakasz idején klimatikus okok következtében mikor volt, vagy voltak az eróziós bevágódások, ill. milyen fázisban kezdődhetett el a völgytalp terasszá váló



kivésése? A helyes egyértelmű választ, ill. értékelést megadni a helyi tektonikus tendenciáktól és a folyószakasz jellege ismeretétől függetlenül nem lehet. Az a körülmény, hogy az utolsó glaciális kori folyóvízi teraszok felszínén fagyékek, krioturbációs jelenségek is gyakran találhatók, továbbá a völgyekben periglaciális lejtőüledékek és lösztakaró is befedi a teraszanyagot, arra enged következtetni, hogy a terasszá válást előidéző bevágódást a glaciális bevezető humidusabb interglaciális vége—anaglaciális idősakra helyezhetjük, természetesen csak olyan teraszképződés esetén, amelynek bevésődésénél közvetlenül nem a tektonikus mozgás játszik döntően szerepet. Ennek azonban minden adott esetben külön vizsgálat és bizonyítás tárgyát kell képeznie.

E kérdéssel kapcsolatban további eredményeinket általánosítva megállapíthatjuk (PÉCSI M. 1959), hogy Európa más nagy tájaitól eltérően a Kárpát-medence folyóinak akkumulációs és eróziós tevékenységére sem a belföldi jégtakaró folyókat elgátoló hatása, sem a tengerszint eusztatikus ingadozása nem érvényesült. Az egyéni sajátosságot itt főképpen a medence erős szakaszos süllyedése, ill. a környező hegységkoszorú emelkedése adta meg.

A zárt medence helyileg, de jelentős mértékben módosította a negyedidőszaki Európa általános klimatikus feltételeit. Ezáltal a Kárpát-medencében a glaciálisok során a környezetétől eltérő, pleisztocén periglaciális provincia alakult ki. Ezt bizonyítják a sajátos periglaciális formák és jelenségek (PÉCSI M. 1963).

Tektonikus okok miatt a medence síkságain és peremein az interglaciálisok egy részében is lehetett és volt is folyamatos akkumuláció, amely visszahatott az alföldekről a hegységekbe, dombságokba benyúló folyóvölgyekbe is. De fordítva, egy-egy erősebb medencesüllyedési fázis során a glaciálisok alatt is lehetett és volt is eróziós völgykimé-lyítés. Ez utóbbi lehetőség azonban csak azokban a nagy vízhozamú völgyekben volt adott, amelyek a glaciális klíma alatt is szállítottak elegendő vizet.

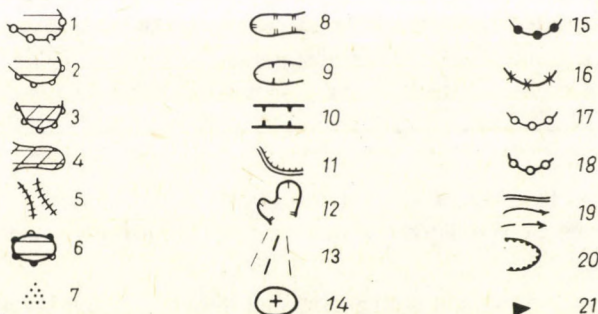
## 2. Deráziós völgyek<sup>5</sup> és lejtőüledékeik

Dombsági tájakon gyakran a domborzatnak több, mint a felét elfoglalják, de helyenként előfordul az is, hogy a felszín egészét képezik a deráziós völgyek s a közöttük lévő kerekded völgyközi háta (4. ábra). A típusos deráziós völgyek mellett nagy számban fordulnak elő eróziós-deráziós völgyek, melyek kialakításában periodikusan areális és lineáris eróziós folyamatok váltakozó dominanciával vettek részt.

a) Az eróziós-deráziós völgyek ma dombsági szárazvölgyek, amelyek korábban keskeny folyóvízi eróziós völgyek voltak, de az utolsó glaciális során szoliflukciós, pluvionivációs lejtőüledékek lapos deráziós völgyekké töltötték fel őket (5. ábra).

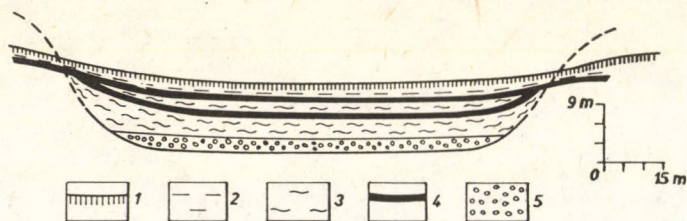
<sup>5</sup> Deráziós völgy fogalmán olyan tál, teknő vagy félhenger keresztmetszetű hosszabb-rövidebb szárazvölgyet értünk, melynek kialakulásában a lejtőmozgások és lejtőleemosó folyamatok a dominálók. A típusos deráziós völgy nem kőzetmorfológiai, hanem klimatikus morfológiai jelenség.





4. ábra. Deráziós dombság, lapos deráziós völgyekkel sűrűn tagolt típusa. A domborzat alapja: pannóniai agyag, agyagos homok és homok, a dombtetőket hordalékkúpú kavics és homok, a lejtőket és a deráziós völgyeket vékony homokos lösz, lejtőfüledékköpeny borítja be. — 1 = krioplanációs lépcső terasz; 2 = deráziós lépcső pereme; 3 = deráziós tanúhegy; 4 = deráziós hát; 5 = deráziós nyereg; 6 = pusztuló eróziós tanúhegy; 7 = deráziós völgy törmelékkúpja; 8 = lapos deráziós völgy; 9 = eróziós-deráziós völgy; 10 = eróziós völgy; 11 = deráziós völgyfő; 12 = deráziós cirkusz; 13 = eróziós-deráziós lejtők; 14 = deflációs kiemelkedés; 15 = folyóterasz II/a (würm); 16 = folyóterasz III (riss); 17 = eróziós-deráziós terasz; 18 = eróziós-deráziós lépcső; 19 = állandó, időszakos vízfolyás; 20 = jelentős feltárás (Hg = homokgödör; Kg = Kavicsgödör); 21 = eróziós barázda; Q = a felszín kora





5. ábra. Lejtőüledékekkel feltöltött hajdani eróziós völgy. Eróziós-derázis völgy típus szelvénye. — 1 = jelenkori barna erdőtalaj, lehet agyagbemosódásos barna erdőtalaj is; 2 = löszös iszap, lejtőlösz; 3 = szoliflukciós löszvályog; 4 = fosszilis erdőtalaj; 5 = folyóvízi kavics (R - W)

A lejtőüledékek alá temetődött folyóvízi kavics feltehetően az utolsó interglaciálisban rakódott le. A derázis völgy töltelékanyaga — rétegzett vályogos lösz és szemipodolit — szakaszos és évszakos szedimentálódás eredménye. Az akkumulációs periódusokat a talajképződés nyugalmi fázisai és kisebb lineáris eróziós fázisok ismételtlen megszakították, de az utolsó glaciális alatti lejtőmozgásos folyamatok sok esetben annyira feltöltötték e völgyeket, hogy a holocén folyóvízi völgyhálózat nem tudott bennük felújulni.

b) A típusos derázis völgyek — lejtődellék — igen jelentős szerepet játszottak a lejtőformálásban és a lejtőüledék fáciesek kialakításában, elsősorban a dombságok, hegységi előterek és a nagy völgyek oldalajtóin.

Ezeket a lejtőket csak alárendelten tagolják *eróziós vízmosások és árkolások*, melyek kizárólag jelenkoriak és többnyire antropogén hatásra jöttek létre ott, ahol a mezőgazdasági művelés, vagy az úthálózat kiképzése során (földutak stb.) nem vették tekintetbe a természeti adottságokat. Ezek az eső- és hóolvadékvíz levezető árkok, szakadékok csak időszakosan aktívak, de különösen nagyobb záporok és hirtelen hóolvadások alkalmával a meredekebb lejtőszakaszokon erősen mélyülnek és pusztítják a lejtőt, annak üledékét pedig a fővölgytalpak peremén, mint prolúviumokat ismét leüleptik.

Hasonló tevékenységet fejtenek ki az olvadékvizek és a záporvizek *esőbarázdái* és apró *csatornái* is, melyek esetleg *eróziós vízmosásokká* növekedhetnek meg (2. táblázat).

Általában a lejtőleemosás a lejtőt — vagy annak a domború szeletét — areálisan, a lejtő síkjával kb. párhuzamosan pusztítja, ill. a lejtő síkjának a vízszintessel bezárt hajlásszögét fokozatosan csökkenti. Ugyanakkor a lejtő homorú szeletén az anyaglerakódás következtében a lejtő ellaposodik, fokozatosan megnyúlik. Ez a folyamat az évente szántott lejtőkön napjainkban — felgyorsultan — is végbemegy. A deluviális üledékköppennyel fedett, ill. laza anyagokból felépített lejtők önmagukkal párhuzamos hátrálása a pleisztocén periglaciális klímaszakaszok alatt volt uralkodóbb.

A típusos derázis völgyek — egyes tájakon — a lejtőket nagy számuk és rendszeres elterjedésük miatt erősen feltagolják és átformálják. Szerepüket és kialakulá-



sukat illetően kettős arculatúak. Egyrésztől lineáris pályát nyújtanak a lejtőn lefolyó hóolvadék- és csapadékvizeknek, az általuk szállított hordaléknak, másrésztől a deráziós völgyek lejtői önmagukkal párhuzamosan is hátrálnak. Ezáltal bennük a reális üledék-szállítás, ill. felhalmozódás mehet végbe. Kimélyülésük, ill. feltöltődésük függ a lejtő általános fejlődési irányától, de azt maguk is befolyásolják (MAROSI S. 1965).

A deráziós völgyek feltárásainak részletes elemzéséből azt a következtetést vontuk le, hogy a pleisztocén során a lejtők fejlődésében három alapvető stádium váltotta egymást:

[1] A lejtők lineáris pályákon végbemenő feldarabolása, bevágódása;

[2] A lejtőnek önmagával párhuzamos hátrálása, ill. a domború lejtőszegmentek hátrálása, a homorú lejtőszegmentek növekedése akkumulációval;

[3] Többé-kevésbé nyugalmi állapotok idején a lejtőn talajképződés.

Ezek az állapotok a lejtőüledékek rétegsorai alapján (6—9. ábra) látszólag időben egymást követték. Valójában azonban térben egymás mellett is megvoltak és az éghajlati elemek különböző kombinációja esetén ezek az állapotok egymásba átmenők, vagyis nem tiszta típusúak is lehetnek. Tulajdonképpen ilyen vegyes típusú forma maga a deráziós völgy is, amely átmenet az önmagával párhuzamosan pusztuló lejtő és a lejtőt lineáris pályán felárkoló eróziós vízmosás között. Így értelmezhetők a völgyecskék különböző típusai, a lejtőbe csupán enyhén bemélyülő tál alakú formától egészen a félhenger, ill. nem ritkán U keresztmetszetű deráziós völgyig. Ez utóbbi a legközelebbi átmenet a V keresztmetszetű eróziós vízmosásba, amely a lejtőkön létrejön<sup>6</sup>.

c) A feltöltődött, ill. az eltemetett deráziós völgyek. A lejtő fejlődésmenetére, az üledék lerakódásának módjaira, ütemére és korára vonatkozó legtöbb általános törvényszerűség megismerését az eltemetett deráziós völgyek feltárásainak tanulmányozása segítette elő.

[1] Egy-egy fázisban kimélyült és feltöltődött deráziós völgyek (6. ábra) többnyire alacsonyabb lapos hátú teraszokon fordulnak elő. Utolsó interglaciális kori folyóvízi üledékre utolsó glaciális kori deluviális homokos lejtőüledék telepszik, váltakozva lejtőlész-rétegekkel. A würm végén ebbe az összetetbe mélyültek be a deráziós függővölgyek és töltődtek ki vastagon lejtőhordalék talajjal. A feltöltött kis völgyek töltelékanyaga a teraszfelszín lejtőüledékét mozaikszerűen behálózza.

[2] Több ütemben kitöltődött deráziós völgy alsó szakaszát a 7. ábra szemlélteti. Ez esetben a deráziós völgy a főlejtő alján nemcsak teljesen feltöltődött, hanem a lejtőoldal domború szeletének letarolódásából származó lejtőüledékkel teljesen be is temetődött. A lejtőakkumuláció a würm első felében ment végbe, majd a würm maximu-

<sup>6</sup> Egy adott reliefenergia esetén valamely lejtőalakító folyamat uralomra jutását alapvetően az éghajlati elemek összehatása szabja meg. De, ha pl. egy völgy lejtője a főfolyó oldalazó eróziója által alámosódott, megrövidült, ezáltal az oldallejtő esésvisszonya lényegesen megváltozik, vagy ha mint az a jelenkorban történt, a természetes növénytakarót kiirtják, akkor az ilyen lejtőn az általános éghajlati hatás által irányított lepusztulás megváltozik. Hasonlóképpen felerősíti a lineáris és areális lejtőpusztító folyamatokat a terület kiemelkedése is.



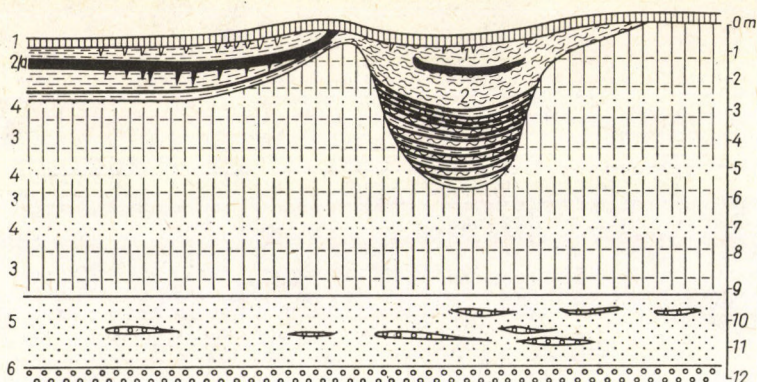
2. táblázat. Talajpusztulás folyamatai és formái mérsékelt övi lejtős felszíneken (PÉCSI M. 1966)

Talajpusztulás folyamatai		Talajpusztulás formái
csoport	típus	
I. Túlnedvesedett talaj gravitációs mozgása	1. sáros talajfolyás 2. közettörmeléken sárfolyás	sárfolyás ösvények (negatív forma); sárfolyás takaró, -hantok
	3. gyeptakaró alatti talaj-, törmelékmozgás (creep, gekrieche)	a talaj párnaszerű kidomborodása lépcsőzetes elrendeződésben, gyeptakaró felszakadásokkal
II. Omlásos, csuszamlásos talajpusztulás	1. partomlás 2. lejtőomlás	karéjos szakadékok, földhalmazok a part-, ill. lejtőaljon
	3. partcsuszamlás 4. lejtőcsuszamlás	csuszamlásos ösvények, csuszamlás fészkek és hantok
III. Talajfelfagyás	1. fagyemelés 2. fagyduzzadás 3. fagyaprózódás mozgatta talajrögök	a talajfagy folyamata csupán szezonális formákat hoz létre. A fagyemelte (jégtűkristályokkal) talajrög az olvadás hatására a lejtő irányába elmozdul, a fagyaprózta talajmorzsákkal együtt
IV. Nivációs talajpusztulás	1. hótakaró csuszamlás	hólavinaszerű ösvények
	2. hófoltok nivációja	hófoltok fészekszerű bemaródása, apró nivációs teraszok
	3. hóolvadék-víz lemosás	ld. talajleemosásnál levő formákat
V. Talaj (lejtő)-leemosás	1. areális vízfilmleemosás, oldás, talajtúlnedvesítés	nagyobb foltokban lemosott talaj, helyenként túlnedvesedés miatt lepényszerű talajfolyás, ill. talajoldat mozgás
	2. csatornás, erezett pluviáció	néhány cm nagyságú diffundáló, koncentrálnálódó és párhuzamos apró erezettség a lejtő irányában
	3. barázdás erózió	pár dm (max. 1 m) mélyen a talajba mélyedő barázdák (hálózat szerint diffúz, koncentrálnálódó és párhuzamos)
VI. Árkoló erózió és patakzás	1. időszakos vízmosás	néhány m mély meredek falú vízmosás, árok
	2. szakadékos vízmosás	tucat m nagyságú, meredek, omladékos falú eróziós árok, rendszerint völgytalppal (V, ill. U keresztmetszettel)
	3. szakadékos patakmeder állandó vízfolyással	a fentihez hasonló formájú és méretű, partfalai helyenként csuszamlással, omlással hátrálnak



Talajpusztulás folyamatai		Talajpusztulás formái
csoport	típus	
VII. Karsztos-szuffóziós talajpusztulás	1. karrosodás	karrmező
	2. karsztos felszaggatódás	lössszakadék, löszkút
	3. szuffóziós barázdálódás	szuffóziós barázdák, lyukak
	4. szubkután erózió (pl. "piping")	főként homokos, löszös erdőtalajokban előforduló felszín alatti apró járatok a lejtőirányban
VIII. Deflációs talajpusztulás	1. talajkiszáritás 2. talajüledék elhordás 3. futóhomok akkumuláció	különböző deflációs negatív formák, vándorbuckák, mozgó homoklepel
IX. Antropogén eredetű talajpusztulás	1. célszerűtlen talajművelés	számos formában, pl. lejtőirányú szántás
	2. terepegyengetés	útbevéágások és legyalult ferde részsük
	3. bányászat	külszíni üregek, talajlehántások
	4. törmelék-, üledékfelhalmozás	bányahányók stb.
X. Deráziós talajpusztulás	Komplex folyamat, ha a I.—IX. folyamatok közül egyszerre több egymásra hatva működik	1. deráziós kiszölgyek 2. eróziós-deráziós völgyek (balka), ill. eltemetett eróziós völgy
	A jelenséget deráziós talajpusztulásnak neveztük	3. deráziós-eróziós völgy (omlásokkal, csúszásokkal kiszélesített eróziós völgy, vagy árkos vízmosás)



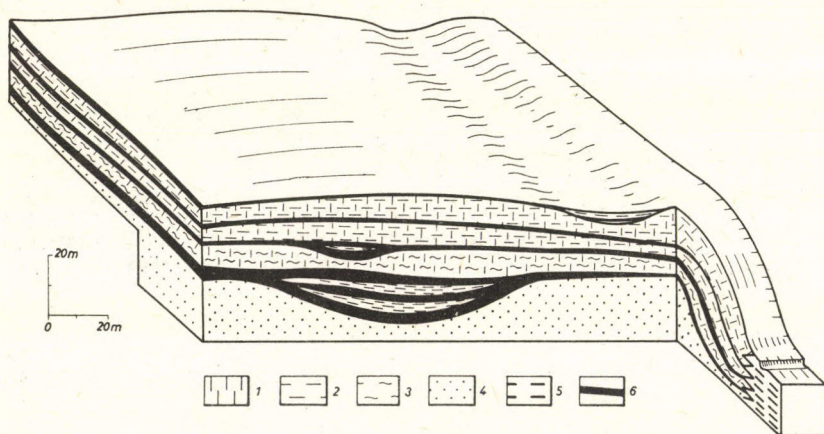


6. ábra. Egyszerű eltemetett deráziós völgy. — 1 = mátraalji csernozjom barna erdei talaj; 2/a = fenti talaj eltemetett változata; 2 = löszös vályoggal és fosszilis csernozjom barna erdőtalaj anyagával ritmikusan kitöltött deráziós völgy; 3—4 = löszös homok és homok rétegek kötegenkénti váltakozása; 5—6 = terasz kavics és homok, a völgytalp fölötti első terasz (R—W és  $W_1$  lerakódás lehet)

mán vastagabb eolikus löszköpeny borította be, melyet talajképződés zárt le. A würm utolsó harmadában több ütemű lejtőleemosás a lejtőoldalt egyenletesen betemette. A posztglaciálisban viszont újabb deráziós völgyképződés tagolta fel a lejtőket.

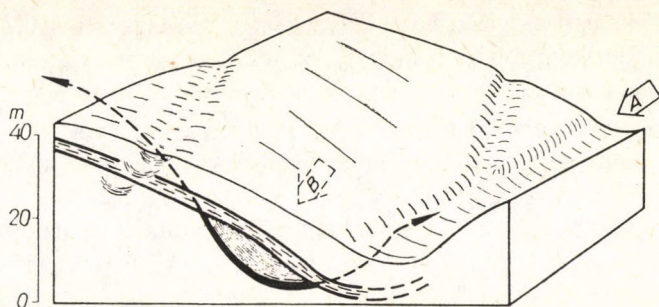
Helyenként ez utóbbiak jelenkori feltöltődése lejtőhordalékkal jelentősen előrehaladt. Ez esetben az agrotechnika hatása rendszerint kimutatható.

[3] A lejtőüledék alá temetett deráziós völgyek térbeli helyzetének elemzéséből a würm glaciális alatti lejtő-irányváltozásokra, völgyoldalak jelentősebb eltolódására talá-



7. ábra. Több ütemben kitöltött és eltemetett deráziós völgy. — 1—3 = finoman rétegzett és rétegzetlen löszkötegek váltakozása fosszilis talajjal és talajhordalékkal (6) (würm); 4 = homok, jórészt folyóvízi (R—W); 5 = völgytalpi allúvium





8. ábra. Lejtőlösszel betemetett deráziós völgyek. — A „B”-vel jelzett nyíl irányát követve a feltárás legidősebb deráziós völgye. Majd az teljesen feltöltődött, lejtővé alakult, miközben az új deráziós völgy tengelye a mai „A” irányt követve foglalta el helyét

lunk bizonyítékokat (8. ábra). Előidézheték: a nivációs folyamatokban beállott változások, a szélirány intenzitásának megváltozása.

A würm kori lejtőüledékek alá temetett deráziós völgyek a határozott lejtésű völgy, ill. lejtőoldalakon általában azonos csapásban maradtak feltöltődésük és újraéledésük során. Bizonytalan dőlésű lejtőoldalakon a letarolódás, ill. felhalmozódás során jelentős lejtőszögmódosulások következhetnek be, melyek hatására a deráziós völgyek a lejtőn a nyomvonalakat módosították. Ez a folyamat ismét visszahatott és a fő lejtőszögségi irányban is többszöri módosulás következhetett be. A deráziós völgyhálózat tehát horizontális és vertikális helyzetváltozásokat szenvedett és ez kihatott a fővölgyek talpának és oldallejtőinek fejlődésére, az üledékfáciesek képződésére, térbeli elhelyezkedésére.

Az ilyen fejlődésmenet következtében és a bemutatott általános példák alapján feltételezhető, hogy ahol a deráziós völgyközi hátaikat lejtőüledékek építik fel, azok felhalmozódása a deráziós völgyekben ment végbe korábbi, más domborzati viszonyok között (SZILÁRD J. 1965).

### 3. Pedimentek, heglábi lejtők és pleisztocén üledékköpenyűk

Hegységeink pediment zónájában a negyedidőszaki kontinentális üledékeknek sajátos és meghatározott sorozata alakult ki.<sup>7</sup> A dombsági és hegységi pedimentek enyhén ferde síkú lejtőin mind a folyóvízi erózióval kimélyített és deráziós lejtőletaroló folyamatokkal kiszélesített völgyek, mind pedig a típusos deráziós völgyek nagyon gyakori formák. A hegységeinket széles sávban körülölelő felsőpliocén heglábfelszíneket a pleisztocén során ezek a völgyek hosszanti, egymással párhuzamos völgyközi hátaakra tagolták fel, ill. alacsonyabb fekvésű pleisztocén pedimenteket is hoztak létre (PÉCSI M. 1964, 1966).

<sup>7</sup>Előfordul, hogy alattuk a pliocén kontinentális lejtőüledékek is megmaradtak.



a) *A pedimentek völgyközi hátai* helyenként széles-tágas, enyhe ferdesíkú lejtők, esetenként pedig keskenyebb hátú gömbölyded hosszanti gerincek. Ezek, mint a hajdani egységes pediment felszín maradványai maradtak vissza.

A pedimenteket felvölgyelődésük előtt szemiarid viszonyok között időszakosan törmelékkel erősen megterhelt patakok alakították ki a hegységi előtérnek abban a zónájában, ahol a patak esésgörbéje a hegységből kilépve hirtelen megtört és a magával hordott durva törmeléket csak részben tudva tovább szállítani, azt laposan szétterítette, majd oldalazó mozgással lassan tovább telepítette. A vízfolyások a hegységi frontzónában kb. egymással párhuzamosan futottak le, csak távolabb tudtak egymásba ömleni. A törmelék mozgatása felületi lenyesést, pedimentációt eredményezett. A pedimentet borító proluviális törmelék gyakran fanglomerát, a hegységből kilépő völgyek hatalmas legyezőszerű törmelékkupelei vékonyak; néhány dm-től néhány m vastagságúak.

A pleisztocénben szakaszosan megemelkedett és párhuzamos völgyközi hátakra felszabdaldott pedimenten ezeknek az üledékeknek a maradványai találhatók meg.

A pediment felszínére a hegységi frontvonal közelében kisebb-nagyobb mennyiségű kriofrakciós és szoliflukciós eredetű durvább blokk- és kőtörmelék fácies is települt.

A pedimenten helyét — lefolyását változtató vízfolyás egyszer lerakott törmelékét hosszabb időre elhagyhatta.

Ezért, és az ismétlődő éghajlatváltozások miatt a hátrahagyott törmelék felszínén mállás-talajképződés is végbement. Az így keletkezett talaj- vagy málladéktakaróra ismét proluviális törmelék rakódhatott le. Az egymásra halmozott agyagos málladék és kőzet-törmelék a rákövetkező glaciális szakaszok egyrészében szoliflukciós mozgást is szenvedett, és a lejtő irányában egymással összekeveredve áttelepült. Helyenként eolikus anyag is települ rá.

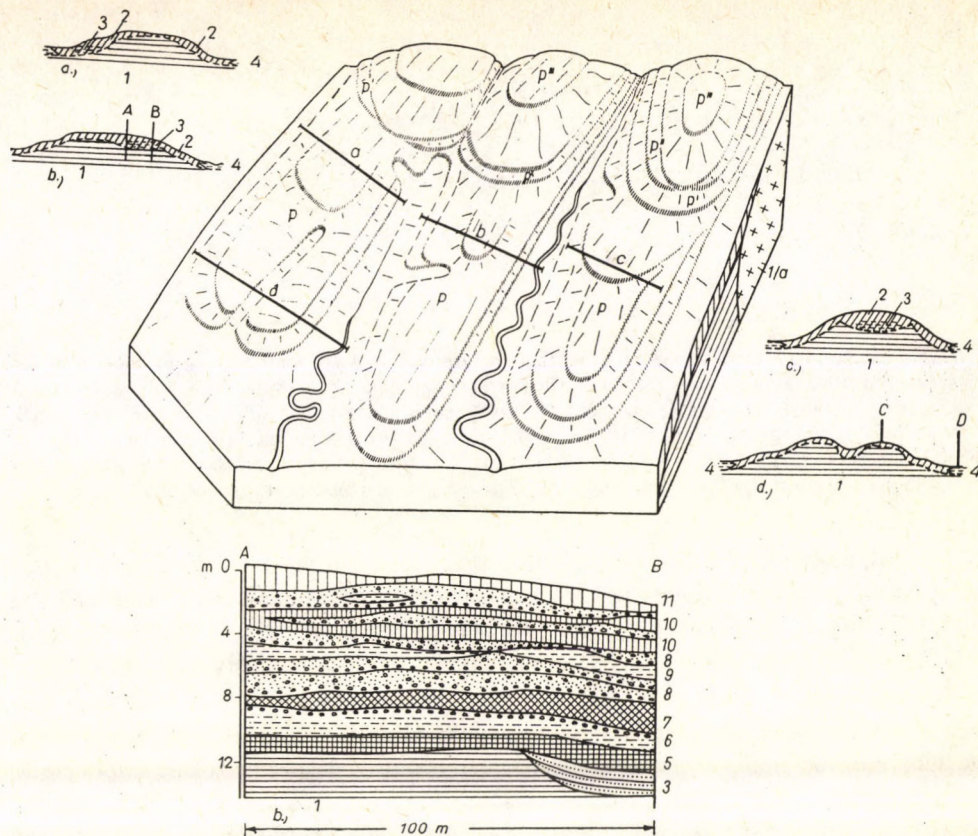
E folyamatsorok főként a hegyláb felszín alacsonyabban fekvő részein, glaciális és interglaciális szakaszokon át egymásután többször is megismétlődhetek. Ilyen esetben változatos tarka rétegsorrend alakult ki (9. ábra).

Ahol viszont a hegyláb felszín a beléje vágódó völgyek gömbölyded hosszanti gerincekre bontották, ott azok tetőrégiójában a negyedidőszaki üledékköpeny egészen vékony, hacsak nem geomorfológiai inverziós helyzetben fekszik.

b) *Pediment hátak geomorfológiai inverziós helyzete.* A pediment mai völgyközi hátai több esetben hajdan deráziós völgyek talpai voltak, majd agyagos, vályogos lejtőhordaléktalajjal teljesen kitöltődtek. Az újabb völgykimélyítő periódusban a deráziós völgyek más nyomvonalakat követve alakultak ki, mivel töltelékanyaguk a környezetükben levő laza üledékeknél ellenállóbb, tömöttebb, agyagosabb volt. Ha időközben a reliefenergia valamilyen oknál fogva — pl. a pediment és az előtere között — növekedett, az új csapásirányú deráziós, ill. eróziós-deráziós völgyek erősen bevésődtek, a domborzati inverzió állandósult. Ezáltal a kitöltődött deráziós völgyek is morfológiai inverziós helyzetbe kerültek. Ilyen esetekben a würm glaciálisnál idősebb lejtőfejlődésre és a lejtőüledékek megismétlődő áttelepítésére is kapunk bizonyítékokat (10. ábra).

c) *A pedimentek eróziós és deráziós völgyei* ismét más üledékfáciesek hordozói.



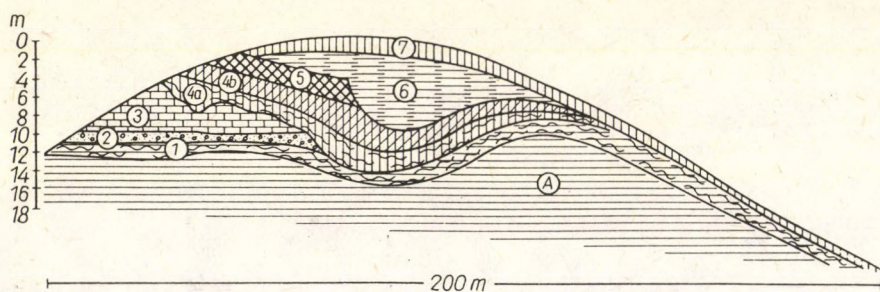


9. ábra. Pediment és völgyközi hátainak lejtőüledékei. —  $p'$  -  $p''$  -  $p'''$  = korábbi pediment felszínnek maradványai;  $P$  = felszabdalt felsőpliocén-pleisztocén pediment;  $1/a$  = újharmadkori vulkáni kőzetek; 1 = felsőpannóniai-pliocén lignites homok; 2 = pleisztocén lejtőüledéktakaró általában; 3 = pedimentet borító proluviális kavicsos-homokos üledék; 4 = allúvium általában a pedimentet felszabdáló völgyekben; 5 = fosszilis vöröstalaj (felsőpliocén-alsópleisztocén); 6 = erősen mállott közettörmelékes-homokos proluvium; 7 = barnászörös agyagtalaj, málladék, 8 = homokos, kavicsos, közettörmelékes proluvium helyi törmelékanyagból; 9 = vályogos málladék; 10 = szürke zsíros agyag lencsésen beletelepült proluviummal (helyenként periglaciális kriogén jelenségekkel); 11 = sötétbarna, fekete erubáz talaj

A pedimentet párhuzamosan felszabdáló völgyek kialakulása a lineáris erózió kimélyítő és a derázió areális lejtőletaroló és üledékfelhalmozó hatására több ütemben, szakaszosan ment végbe. Ennek során a pediment völgyközi hátairól, az oldallejtőkön át, rétegzett lejtőüledék-összlet halmozódott fel deluviális-szoliflukciós vagy egyéb tömegmozgásos folyamatokkal a deráziós völgyek alsó szegmentjében és talpán. Ezek a szolifluxiumok-delúviumok a pediment lepusztulásának korrelatív üledékeiként maradtak vissza (PÉCSI M. 1964).

A pedimentövet keresztező olyan kisebb eróziós völgyek, amelyek a glaciális





10. ábra. Feltöltődött deráziós völgy relief inverziós helyzetben. — A = a domborzat alapja oligocén agyag; 1 = szoliflukcióval átmozgatott oligocén agyag; 2 = homok, kavics, közettörmelék, egy folyóvízi eróziós periódus maradványa; 3 = agyag, finomhomokos agyag (szoliflukciós); 4/a—4/b = deráziós völgytöltelék, talajból és oligocén agyagból átteleptve; 5 = erősen agyagos, barna színű fosszilis erdőtalaj maradványa, kialakulása után eróziós-deráziós völgyképződési fázis; 6 = homokos agyaggal, fosszilis talajhordalékkal kitöltött deráziós völgy (újabb feltöltési fázis); 7 = posztglaciális (posztzoliflukciós) erdőtalaj

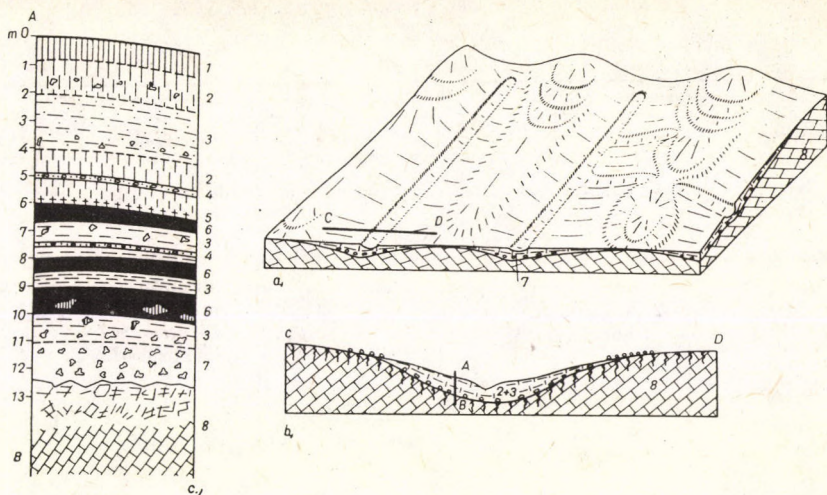
szakaszok nagyobb részében nem rendelkeztek elegendő, ill. állandó vízhozammal, a völgytalpra lehordott üledéktömeget teljes mértékben nem tudták elszállítani (eróziós-deráziós völgytípus). Ilyen völgytípusokban a lejtőüledék a jelenlegi eróziós völgy talpa alá is lenyúlik, ahol újszerűen egymásba rétegződve váltakozik folyóvízi lerakódásokkal.

Az alternatív folyamatokkal végbement szakaszos lejtőüledékfelhalmozódás változatos rétegsort eredményezett, melyben szabályszerű üledékszakaszok ismétlődhetnek. Ahol a felsőpleisztocén lejtőüledéksor szilárd, fagyveszélyes alapkőzetre települt, ott durva közettörmelékekkel kezdődik, nemcsak a deráziós völgyek oldalán, hanem a hegységi lejtőkön mindenütt (11. ábra). Az üledékfáciesek azonban horizontálisan is eléggé gyorsan változnak, a völgyközi háttaktól lejtőmenetben haladva finomodnak. A közettörmelék rétegek kivékonyodnak, ill. elvégződnek, a rétegekötegekben egyre inkább a homok, homokliszt és agyagfrakció kerül uralomra. Előfordul azonban rövidebb, meredek lejtők és sajátos litológiai tulajdonságú alapzat esetén, hogy a tucat méter vastagságú lejtőüledék csaknem azonos szemcseméretű, ritmikus rétegzett közettörmelékéből áll (12. ábra). Ez utóbbi meghatározott kitérítés mellett kioniválás aprózódás és felhalmozódás eredménye lehet.

Ezzel szemben a pedimentet átszelő völgyoldalak agyagos alapzatán, vagy a lejtőtörmelékeken kialakult fosszilis, agyagos barna erdei talajokon szoliflukciós mozgással kisebb-nagyobb kőzetblokkok jelentős távolságra is elmozoghattak. Ilyen körülmények között gyakran talajjal, közettörmelékekkel kevert agyag, vályog, löszüledéksorozat keletkezett. A hegységközeleli lejtőüledék-összletekben fellelhető fosszilis talaj ill. agyag-málladékretegek rendszerint durva közettörmelékekkel keveredtek, bizonyítván a talajképződést felváltó krioakációs-szoliflukciós szakaszt.

A megvizsgált formátípusok — különböző völgyek és pedimentek — lejtőinek változatos szubsztátumán, az időbelileg szakaszosan váltakozó klimatikus és orografikus adottságok miatt, a lejtőüledékek olyan variációs sorozatai és fáciesei alakultak ki,





11. ábra. Deráziós völgyek alakította pleisztocén pediment általánosított szelvénye. — 1 = csernozjom; 2 = dolomittörmelékös lösz; 3 = ritmikusan rétegzett homokos lösz; 4 = homokos dolomittörmelékkal jelzett denudációs felület; 5 = faszénben gazdag löszréteg; 6 = fosszilis csernozjom jellegű talajrészben áttelepítve; 7 = dolomit lejtőtörmelék; 8 = dolomit, felső részében erősen felaprózódott és töredezett

ill. halmozódtak fel, hogy azokat csak főbb csoportokban, ill. típusokban tudjuk jellemezni. A könnyebb áttekinthetőség és a további részletvizsgálatok érdekében célszerűbbnek tartottuk kutatási eredményeinket magyarázattal ellátott táblázatban összefoglalni (3. táblázat).

### C) A szakaszos-poligenetikus lejtőfejlődés

1. A Közép-Duna-medence hegységi-dombsági tájainak lejtőit vastagon befedő pleisztocén üledékköpeny rétegösszletében, szakaszosan megismétlődve, rétegzett és rétegzetlen kolluviális-deluviális *lejtőüledékek*, eolikus löszök, homokok, proluviális-alluviális hordalékok és eltemetett fosszilis talajok *váltakoznak*. A különböző összetételű, ill. genezisű réteggötegek vastagsága általában 1-3 m, a maximálisan 5 m-t nem haladja meg. A feltárásokban a denudációs diszkordancia jelei is több szintben megmutatkoznak.

A lejtőüledékek feltárásait eltemetett deráziós völgyek tagolják több szintben egymás fölött. Ezek lejtőhordalék-talajjal, szemipedolittal, vagy éppen lejtőlösszel töltődtek ki. Az eltemetett deráziós völgyekben a fosszilis talajok gyakran megduplázódnak.

A lejtőkön a deráziós völgykimélyítő fázisok, majd pedig az azokat feltöltő akkumulációs fázisok még egy glaciális szakaszon belül is több (4-5) ízben megismétlődtek. Csupán pl. a fiatal würmben két határozott kimélyítő és feltöltő fázis állapítható



3. táblázat. A lejtőüledékek genetikai típusai (PÉCSI M. 1966)

Folyamatok		Anyagmozgás		
csoport	típus	oka	kiváltója	gyakorisága
K Kőzetomlás	1. kőzetomlás	nehézségi erő	földrengés, lejtőtúlfejlődés, meredek partfalak alámosása, inszolációs és krionivális aprózódás	epizodikus
	2. kőhullás, kőpergés			epizodikus és szezonális
	3. kőlavina, kőtörmelékomlás			
D Földcsuszamlás	4. lejtő-(hegy)-csuszamlás	nehézségi erő + képlékeny csúszási felület sajátos litológiai felépítés nedves periódus	hosszú, meredek lejtőjű csúszási felület	epizodikus periodikus
	5. szeletes (föld)-csuszamlás		enyhe lejtőjű csúszási felület	
	6. blokkos rétegcsuszamlás		meredek lejtőjű csúszási felület	
	7. halmazos, lejtőtakaró csuszamlás		csúszási felület a lejtő magasabb részein	
G Sárfolyás Talajfolyás	8. talajfolyás	nedves pelites törmelék, üledék, vagy talaj mozgása a nehézségi erő hatására	túlnedvesedés, plasztikus, fluidális állapot	szezonális epizodikus
	9. sárfolyás és lápfolyás sáros kőtörmelékfolyás		túlnedvesedés	szezonális
	10. törmelék és talaj lassú mozgása a lejtőn		csekély jég, vagy víz	epizodikus szezonális



Képződmények		Geomorfológiai helyzet és forma
csoport	alcsoport, típus	
KOLLAPSIUM - KOLLUVIUM	1. a) kőzet- (föld-) omladék b) blokkos kőzetomladék, törmelék- es kőzetomladék	1. meredek, ill. túlhajló lejtők alján völgyszorulatokban, esetenként völgy- elzáródást okoznak, mint omladék- halmazok
	2. rétegzett törmelék- kőzetomladék	2. meredek lejtők alján, izolált vagy összefüggő halmazképzések; törmelék- lejtők, meredek kőzettörmelék- képzések, meredek kőfalakról lehulló kődarabok
	3. a) blokkos, darabos kőlavina b) kőzettörmelék és talajlavina c) kőtenger, blokkfácies	3. a) keskeny, meredek lejtőszakaszo- kon, lavinaösvényhez kötött b) kőár a meredek szikla- lejtők csatornaszerű bemélyedéseiben c) kőtenger, meredek szikla- lejtőkön
DELAPSIUM	4. lejtőcsuszamlásos üledék- halmaz a) blokkos kőzettörmelék agyagos beágyazásban b) masszaserű üledék- halmaz	4. a) b) hegyek, dombok málladék- anyagának és magának a lejtő anyagának hatalmas méretű csuszamlása; a lejtőcsuszamlás pályája többszáz méter
	5. rétegcuszamlásos üledék- halmaz (pl. agyag, lösz stb. rétegek keveréke egymásra tolódva)	5. meredek partfalak, szakadékos lejtők (természetes vagy mesterséges falak, feltárások mentén gyakori)
	6. blokkcsuszamlásos üledék- halmaz	6. kiegyenlítetlen hepe-hupás lejtők, csuszamláshalmazok és kö- zöttük mélyedések réteglépcsők, völgy- és hegylábi felszínek oldallejtőin
	7. csuszamlásos törmelék a) (erősen kevert anyag egymásra halmozódása) b) csuszamláshalmaz takaró	7. egyenetlen lejtő, csuszamlás- fészek, csuszamlásnyelvek mint üledékfelhalmozódási formák: csuszamlásos ösvények mentén
SZOLIFLUXIUM	8. a) lejtőhordaléktalaj b) agyagos szemipodolit	8. vízzel erősen átnedvesedett (agyag, szilt) talaj, kőzettörmelék- es agyag erősebb, meredekebb lejtőkön alig látható mozgása
	9. a) kevert, agyagos lejtőhordalék b) kevert szemipodolit- os agyag, c) láphordaléktalajok (vályog)	9. relatív gyors és rövidebb ideig tartó lejtő pályákhoz, ösvényekhez kötött üledékfolyás
	10. lejtőtörmelék- es szemipodolit, kevert lejtőhordalék	10. meredekebb lejtőkön, a gye- p, ill. talajtakaró alatt a talaj vagy törmelék lassú, de megfigyelhető mozgása



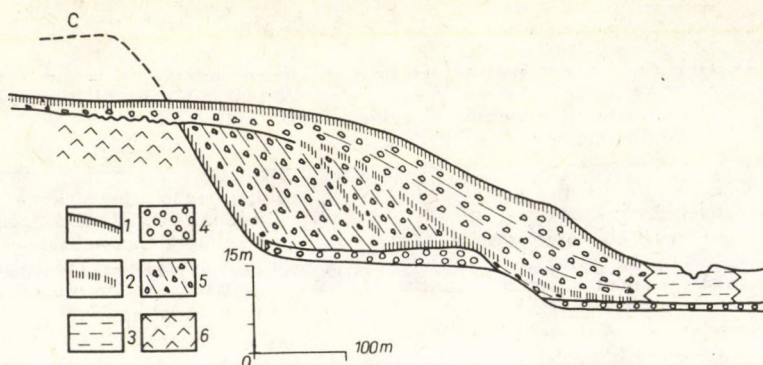
Folyamatok		Anyagmozgás		
csoport	típus	oka	kiváltója	gyakorisága
Gs Sárfolyás fagyott altalajon	11. lamináris szoliflukció	állandóan, vagy időszakosan fagyott altalajon felolvasztott anyagok fluidális, plasztikus mozgása a nehézségi erő és a fagynyomás hatására	fagyott talaj felolvadása és túltelítettség	periodikusan szezonális és napszaki
	12. sávos, barázdás szoliflukció		fagynyomás és olvadékvíz	
	13. girlandos szoliflukció		talajjég, nyomás, olvasztás + gyér növénytakaró	periodikusan szezonális
	14. amorf és pipkrake szoliflukció		talajjég, földfelszín közeli jégtűképződés és olvasztás	napszaki szezonális
De Talaj-, lejtőle- mosás	15. krionivális lemosás	időszakosan v. szezonálisan fagyott és rétegesen felengedő talajon a hólé letarolása	hóolvadás, záporosó, vagy tartós esőzés	szezonális napszaki
	16. pluviális lemosás a) areális vízfilm b) szemiareális, barázdás erózió	lejtőn csapadékvíz kinetikus tevékenysége ázott talajon		epizodikus szezonális
	17. nivális lemosás + szoliflukció	Gs + De váltakozó tevékenysége		szezonális napszaki
P Patakzás, árkoló erózió a lejtőn	18. időszakos eróziós vízmosás	lejtőn, lineáris pályán koncentráltan mozgó víz kinetikus tevékenysége, energiája	tartós esőzések, záporosók és gyors hóolvadások	epizodikusan szezonális, ill. szezonális
	19. időszakos patakzás hegylábi felszíneken			
	20. időszakos és állandó vízű patak-erózió meredek hegységpereme-ken			



Képződmények		Geomorfológiai helyzet és forma
csoport	alcsoport, típus	
GELIZOLIFLUXIUM	11. a) lejtővel párhuzamosan rétegzett tarka agyag b) egyenetlenül rétegzett (fosszilis) talajhordalék	11. délies kitettségű enyhe és közepes dőlésű lejtőkön, ahol a szubsztrátum agyagos
	12. lejtő irányában sávós, barázdás településű: a) orientált közettörmelék b) agyag, vályog c) fosszilis talajhordalék, erősen keveredett anyagok	12. a) hegységek meredekebb kopáros lejtőin, tönkfelszínek, pedimentek lépcsőinek homlokzatán kőszavak b) c) völgyekkel szabdaltságot pediment-felszínek, dombságok agyagos, vályogos lejtőin
	13. kevert kőtörmelékes agyag, homokos agyag (a réteg párnaszerű gyüredettséggel)	13. agyaggal, vályoggal fedett pedimentek, dombságok domború lejtőszelvényeiben, magasabb völgyi teraszok homlokzatán
	14. a) kaotikusan kevert, kövecses közettörmelék, agyag, vályog, szemipodolit b) kömező (kavics-, kőtörmelékréteg a talajszelvényben)	14. a) pedimentek, dombságok, völgyoldalak agyagos, vályogos lejtőin, főként északias kitettségben b) enyhén, közepesen lejtő bármilyen felszínén, ahol a felszíni rétegekben kavics, ill. közettörmelék volt
DELÚVIUM	15. (lejtővel párhuzamosan, ritmikusan) rétegzett apró közettörmelék, homok, homokos lösz, lejtőlösz, lösz-vályog, agyagos szemipodolitok lejtőhordaléka	15. porózus, laza anyagokból felépített lankás lejtőkön, főleg pedimentek, dombságok, teraszok felszínén, többnyire délies kitettség esetén
	16. lejtőtörmelékkel kevert homokos agyag-, lösz-, homok-, lejtőhordalék-talaj	16. hasonló a fentiekhez, de főleg a lejtők és völgyoldalak alsó szelvényében halmozódtak fel, esetenként lapos törmelék-kúp formájában a völgytalpi allúviumon
	17. a Gs <sup>11</sup> + De <sup>15</sup> folyamatokkal váltakozóan egymásra halmozott klasztikus ill. pelites réteggömbök összelete	17. porózus, agyagos rétegekből felépített dombsági lejtőkön gyakori a szoliflukciós és a nivális úton megismétlődően egymásra halmozott lejtőüledék összetétel
PROLÚVIUM	18. enyhe dőlésű, átlósan is rétegzett törmelékes homok, törmelékes lösz, agyagos homok	18. meredekebb völgylejtőket, magasabb teraszokat felárkító eróziós vízmosások, kisebb patakok törmelék-kúpjain enyhén, domború palástszerű, sűrű rétegződésű összetétel
	19. homokos, közettörmelékes patak-hordalék, rendszertelen rétegzettségben (fanglomerátok)	19. hegylábperemi, hegyláb felszíni patak törmelék-kúpjain
	20. durva, kevésbé görgetett helyi eredetű kavics-törmelék, helyenként fanglomerátok	20. nagyobb eróziós völgyekre és meredek hegységperemekre kielépő patakok hordalék-kúpján

domború vagy egyenes ferdelejtőjű palást, ill. kúp szerű, durván rétegzett összetétel





12. ábra. Pediment lepusztulás ferdén rétegzett korrelatív üledéke. — 1 = jelenkori talaj; 2 = eltemetett fosszilis talajok, ill. maradványaik; 3 = allúvium általában; 4 = folyóvízi kavics; 5 = rétegzett lejtőtörmelék (esetenként grézes litée); 6 = vulkáni tufa

meg. A posztglaciális elején pedig olyan erős deráziós völgykimélyítő fázis következett, amely dombsági tájaink lejtőit erősen felvölgyelte. Kitöltődésük a jelenkorban lassan halad előre, talpazatukon azonban megismétlődő betemetett talajszelvények, ill. vastagabb szemipedolit réteg halmozódott fel. Ez azt jelenti, hogy napjainkban főként a művelés alá vett talajtakaró pusztul el (2. táblázat), ill. telepítődik át lejtőhordalékká, mely más nyers üledékekkel összekeveredve alkotja a különféle szemipedolitokat (13. ábra).

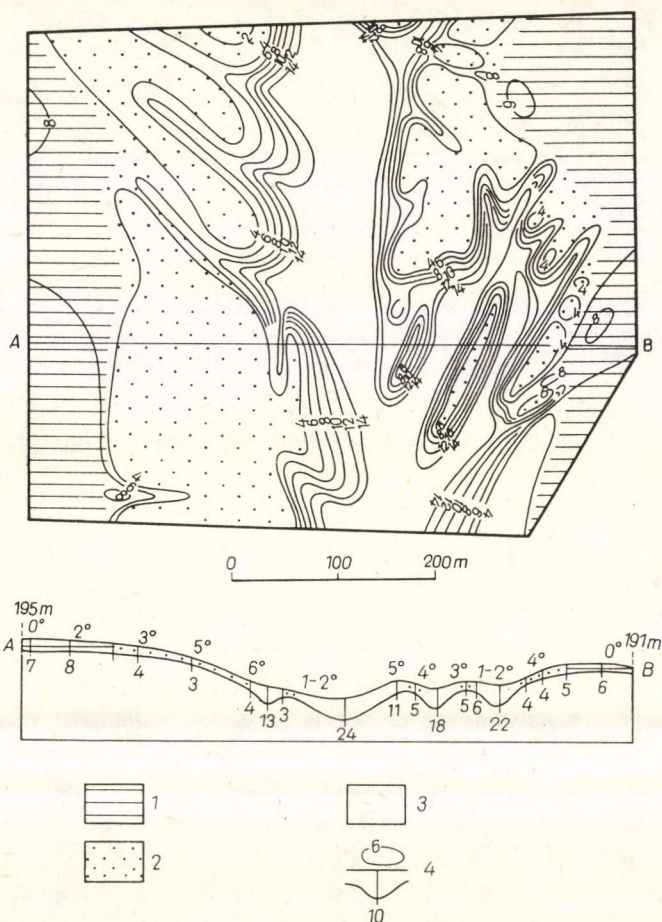
2. A lejtőszelvények esésgörbéjének változása során az *akkumuláció és destrukció mértéke és helye* is fokozatos változást szenvedett. Gyakori az a jelenség, hogy az egyes lejtőfeltárásokban a pleisztocén, ill. az utolsó glaciális alatti szedimentációnak csupán egy hányada állapítható meg.

A lejtőfejlődés során megismétlődő lejtőüledék áthalmazódások fordított és „ferde” rétegtani sorrendet eredményeztek a lejtők alján, ill. homorú lejtőszegmentekben (12., 14. ábra).

Számos lejtőfeltárás rétegsorát kiértékelve azt tapasztaltuk, hogy önmagában egyik szelvény, lejtőszakasz sem képviseli a pleisztocén lejtőfejlődés hézagatlan eseménysorozatát, bár a különböző feltárásokban egyes rétegösszletek genetikailag azonos típusúak és meghatározott sorrendben követik egymást. Ezért pl. a felsőpleisztocén lejtőfejlődés rekonstruálása érdekében célravezetőbbnek tartottuk a több esetben is megismétlődő és jellemző lejtőüledéksorokat és más jelenségeket általánosított paleogeográfiai történet tükröző szelvényben összegezni (15. ábra).

Alkalmazott módszerünk alapján a lejtőfejlődés és lejtőüledékképződés menetének rekonstruálását csak megfelelő mértékben feltárt szelvények vizsgálatára építhettük. Azonban az elemzésre alkalmasnak talált feltárások nagyobb része felsőpleisztocénnél idősebb üledéksort nem foglalt magába. A riss kori lejtők felszíne és a lejtőüledékek az



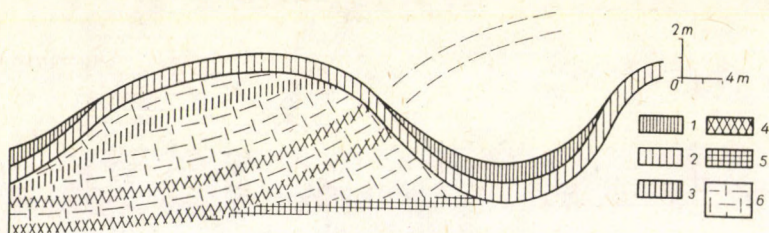


13. ábra. Lejtőhordalék-talajjal kitöltött deráziós völgy (Készítette: KAISER M.). — 1 = ép csernozjom szelvény; 2 = erodált csernozjom szelvény; 3 = csernozjom lejtőhordalék-talaj; 4 = a humuszos szemiepdolit vastagsága dm-ben

esetek többségében vastag würm kori üledéktakaró alatt elfedetten húzódnak meg. Ahol megfigyelhető, ott megállapíthattuk, hogy mind a formák, mind pedig az üledékek az utolsó interglaciális erőteljes eróziós periódusában és részben az utolsó glaciális alatt is számottevő mértékben megcsónkultak, ill. átformálódtak. A hosszantartó riss glaciális alatti lejtőfejlődésre csak hézagos adataink vannak, azonban az utolsó glaciális során és az azóta végbement események az üledékekből részletesen kielemezhetők, és ezek bizonyos mértékig tájékoztatnak a lejtőalakulás korábbi tendenciájáról is (15. ábra).

A lejtőüledékek felhalmozódása túlnyomórészen a glaciális szakaszokban és csak kisebb mértékben az interglaciális-interstadiális szakaszokban ment végbe. Ez utóbbiak-





14. ábra. A morfológiai és a klíma viszonyoktól függő lejtőüledék-képződés. — 1 = deráziós völgyekben felhalmozódó hordaléktalaj; 2 = sztyep jellegű talaj; 3 = fosszilis csernozjom barna erdei talaj; 4 = agyagbe-mosódásos barna erdei talaj; 5 = vörös agyag talaj; 6 = barnássárga löszvályog, lejtőüledék

ban hosszabb nyugalmi fázisok alatt talajképződés, ill. a lejtők alsó szegmentjében alluviális-proluviális üledékfelhalmozódás folyt, lokális, lineáris felszabdaldódás következtében.

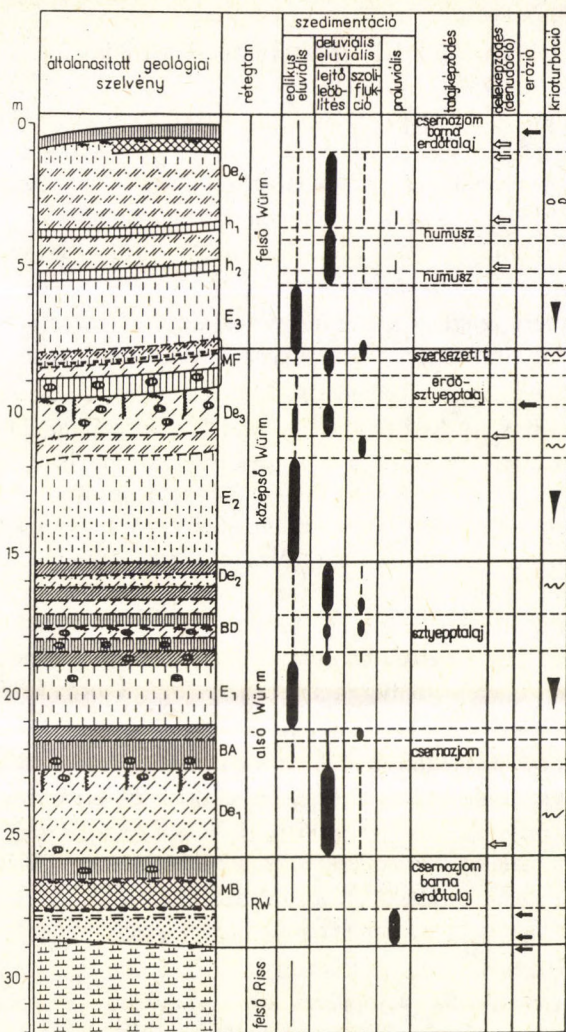
3. *Lejtőüledék sorozat összetétel és fácies.* A lejtőüledékek vertikálisan és horizontálisan is különböző genetikájú és litológiai fácieseket alkotnak, főleg a lehordásterület közöttani felépítésétől és az üledéket szállító folyamattól függően. Pl. a szoliflukciós, pluvionivációs és más areális üledékszállító folyamatok összehalmozta az eolikus lösz a talajjal, közöttörmelékkal, fluviatilis anyagokkal stb. Ismertek litológiai homológ üledéksorozatok, melyek csaknem egyneműek, de a rétegzettség, az anyag összetétele és a rétegek térbeli helyzete az üledékképződés különböző folyamataira utal. A lejtőüledék homogén jelleget is felvehetett, azáltal, hogy lassú felhalmozódása idején erős diagenetikus átalakuláson — pl. talajképződésen — ment át, ennek következtében a szállító, ill. leüleptető közegek felismerése, meghatározása nehéz.

A litológiai homológ üledéksorozatok a lejtőn különböző agyagos, lejtőtörmelések vagy löszös *üledékösszletek* eredményeznek. Ezek az összletek a domborzat adottságaitól és a folyamatoktól függően egymástól elkülönülten, de olykor egymásra települve is előfordulnak. A löszösszletben alárendelten előfordulnak fosszilis talajrétegek, homok-, agyagrétegek stb.

A lejtőüledékek egy tekintélyes része ún. *löszösszlet*. A löszösszletek feltárásaiban az ún. „típusos löszfácies”<sup>8</sup> csak egyes rétegeket alkot és ezek együttese általában a löszösszlet egyharmadát teszi ki. A löszösszletekben előforduló típusos löszrétegek és a tőlük többé-kevésbé eltérő tulajdonságú ún. löszszerű rétegek — homokos, agyagos vagy gyengén talajosodott löszös üledékekkel — együtt alkotják a *löszsorozatot*. A löszsorozat egyes fácies típusai nemcsak a szemcsefrakcióban és ásványos összetételben, üledékszerkezetben stb. különbözhetnek egymástól, hanem többnyire különböző — eolikus, deluviális, proluviális (3. táblázat) — folyamatok halmozta fel jelen helyzetükbe. Ezek értelmezésénél, osztályozásánál tehát nem azt tekintjük döntőnek, hogy az

<sup>8</sup>Mind litológiai, mind genetikai értelemben használjuk.





15. ábra. A felsőpleisztocén lejtőüledékek tagolásának általánosított szelvénye. — ← = felületi lepusztulás, deráziós völgyképződési periódusok, ↔ = lineáris felárkolódás, eróziós völgyképződési periódus a lejtőn, ↕ = szoliflukációs folyamatok, ▼ = ék, ill. repedéshálózat keletkezésének valószínű periódusai. De<sub>1-4</sub> = deluviális lejtőlössz, homokos lösz, vályogos lösz; E<sub>1-3</sub> = eolikus rétegzetlen lösz, homokos lösz; MB, BA, BD, MF = eltemetett fosszilis talajkomplexumok: Mende Bázis<sup>9</sup>, Basaharc Alsó, Basaharc Dupla, Mende Felső (utóbbi kora 29 800 radiocarbon év); h<sub>1</sub>, h<sub>2</sub> = humuszosodott löszszintek, gyengén fejlett sztyepes talajrétegek

<sup>9</sup> Újabb TL adatok szerint a MB talaj feltehetően mindel-riss korú.



alapanyagot képező löszfrakció eredendően miként és honnan származott, hanem a lejtőn milyen folyamat halmozta fel.

A löszösszletekben előforduló löszsorozatnak a földrajzi környezet adottságaitól — horizontális és vertikális klímazónáktól — függően szingenetikus-regionális elváltozásai is kialakultak. A Kárpát-medence csapadékosabb peremvidékén köröskörül, főként Nyugat-Dunántúlon, továbbá a medencét DNy—ÉK-i irányban átszelő Magyar-középhegységben — szintén a csapadékosabb zónában — a löszsorozat *agyagosabb fáciesei* fordulnak elő (3. táblázat), szemben a medencebeli dombságok típusos és homokos löszfáciesekből álló sorozatával, ahol az éghajlat ma is és korábban is szárazabb volt.

Az Alföld ártéri szintben fekvő nagyterjedésű síkságán a löszsorozat sajátos nedves térszíni — folyóvízi-ártéri — ún. *hidroeoilitos fáciesei* képződtek.

Lefolytatott vizsgálataink szerint a *Kárpát-medencebeli löszsorozat is poligenetikus eredetűnek bizonyult*. A lösz fogalmát nem lehet pusztán az ún. „típusos lösz”-re korlátozni, mivel az csak egyes rétegeket alkot a *löszösszleten* belül. A löszsorozatból a löszszerű üledékeket pedig nem lehet kirekeszteni, nemcsak azért, mert túlnyomórészt ezek együttese alkotja — térben erősen kombinálódva — a löszösszleteket, hanem azért sem, mert e löszsorozat egyes típusai között éles határt megvonni, ill. találni gyakran nem lehet. A löszösszletet közetgenetikailag olyan szárazföldi üledéksorozatnak kell tekintennünk, melynek az uralkodó közetliszt (silt) szemnagyságú anyaga különböző folyamatok által halmozódott fel, meghatározott földrajzi környezetben diagenezissel vált közetté, és melyben az eltérő feltételektől függően a fáciesek egész sora jött létre.

Jelen vizsgálatunk alapját annak az összefüggésnek a felismerése és hangsúlyozása adta meg, hogy a domborzat adottságai jelentős mértékben irányítólag hatnak a lejtőüledékek fácieseiinek kialakulására. De fordítva is áll ez az összefüggés, ui. a képződő, ill. létrejött lejtőüledékek egyes sorozatai minőségük és mennyiségük szerint nagymértékben befolyásolják a felszínalakító folyamatok további menetének módját és ütemét, általában a domborzat alakulásának dinamikáját.

Az ez irányú tudományos kutatás elmélyítését a több oldalról is jelentkező gyakorlati igény is időszerűvé tette. Azok a nagyarányú és költséges építkezések, műszaki létesítmények (völgyzárógáták, autópályák stb.), amelyek több generáció számára késszülnek, alapos előtervezést igényelnek. A helyes és biztonságos hely kijelöléséhez, útvonalvezetéshez, továbbá a talajpusztulás elleni védekezés műszaki tervéhez a domborzat állagának, dinamikájának beható előismerete nélkülözhetetlen.

Éppen ezért tudományterületünkön úgy látjuk, hogy már a ma, de méginkább a jövő egyik fontos kutatási feladata a lejtők állagának, folyamatainak, szedimentációjának és ezek törvényszerűségeinek sokoldalú geomorfológiai vizsgálata. Ez az új irányzatú és metodikájú kutatási feladat a már kibontakozásban levő részletes természetföldrajzi térképezés programjának gerincét fogja alkotni.



## I R O D A L O M

- DAVIS, W.M. 1932. Piedmont benchlands and the Primärrümpfe. — Geol. Soc. Amer. Bull. 43, 409 p.
- DAVIS, W.M. 1955. Geographical essays. — Harvard. 777 p.
- KRETZOI M. 1953. A negyedkor tagolása gerinces fauna alapján. — Alföldi Kongresszus. Budapest.
- MAROSI S. 1965. A derázios völgyekről. — Földr. Ért. 14. 2. pp. 229-242.
- PENCK, W. 1953. Morphological Analysis of Land Forms. — London, Macmillan and Co. 429 p.
- PÉCSI M. 1959. A magyarországi Duna-völgy kialakulása és felszínalaktana. — Földr. Monogr. 3. Akad. K. Budapest, 346 p.
- PÉCSI M. 1962. A magyarországi pleisztocén lejtős üledékek és kialakulásuk. — Földr. Ért. 11. pp. 19-39.
- PÉCSI, M. 1963. Die periglazialen Erscheinungen in Ungarn. — Petermanns Geogr. Mitteilungen. Leipzig, 107. pp. 161-182.
- PÉCSI M. 1964. A magyar középhegységek geomorfológiai kutatásainak újabb problémái. — Földr. Ért. 13. pp. 1-30.
- PÉCSI, M. 1964. Ten years of physiogeographic research in Hungary. — Studies in Geography in Hungary, 1. Akad. K. Budapest, 132 p.
- PÉCSI, M. 1965. Genetic Classification of the Deposits Constituting the Loess Profiles of Hungary. — Acta Geologica. 9. pp. 65-84.
- PÉCSI, M. 1966. Landscape Sculpture by Pleistocene Cryogenetic Processes in Hungary. — Acta Geologica. 10. pp. 398-406.
- SZILÁRD J. 1965. A magyarországi periglaciális derázios völgyképződés egyes kérdései. — Földr. Közl. 13. (89.) pp. 225-237.
- TRICART, J. 1963. Geomorphologie des Regions Froides. — Paris. Presses Univ. de France. 289 p.



## Tönkös sasbércek a Magyar-középhegységben\*

A Dunántúli-középhegység — az alpi-kárpáti fiatal hegységrendszer övezetén belül — morfogenetikailag *törésekkel sűrűn átjárt, enyhén gyűrt-pikkelyes szerkezetű*, mezozoós, *karsztos sasbérccsorozat* domborzati típusához tartozik. *Felszíne már a földtörténeti középkorban tönkfelszínre tarolódott le* és az azt követő harmadidőszak során több ízben is differenciáltan összetöredezett, eltemetődött, majd részben újra kiemelkedett (PÉCSI M. 1970, 1980). Ezáltal az egyes sasbércek és a köztes árkok különböző magassági helyzetbe kerültek, időben és térben váltakozóan konzerválódtak ill. tovább pusztultak. Eltérő fejlődéstörténetük szerint néhány jellegzetes domborzati altípust képviselnek.

A Dunántúli-középhegység domborzatát alkotó kőzetek túlnyomó része a Tethys geoszinklinálisban, a mezozoikum során, főként sekélyvizű trópusi tengerben, karbonátos kőzetekből keletkezett. A középhegység egykori üledékgyűjtőjében, a triász folyamán mintegy 50 millió éven át több mint háromezer m vastag üledék halmozódott fel. Az egyenletes üledékképződést helyenként rövid szakaszokban oszcilláló mozgás zavarta, amelynek hatására a szárazulat időnként teret nyert a tenger rovására, ill. fordítva. A felsőtriászban a középhegységi üledékgyűjtő részben megemelkedett, a D-i szárnya szárazulattá vált. Míg a dunántúli-középhegységi vonulat D-i szegélye már a felsőtriásztól kezdve hosszanti szárazulat volt, addig a hegység mai tengelyzónájában még a jura (45 millió év) és kréta (65 millió év) időszakok során is tovább folytatódott az üledékek képződése.

A mezozoikum több mint 150 millió évig tartó hosszú földtani fejlődéstörténete során bonyolult hegységképződési, nagyszerkezeti változások mentek végbe a középhegység vonulatában és tágabb környékén egyaránt.

A triász és a jura során nyílt szét K-ről Ny-i irányban Afrika és Európa között a Tethys geoszinklinálisja. A jura időszakban és a kréta elején óceáni fenék képződött, majd a kréta időszak közepétől az óceáni medence bezáródása és az alpi orogén öv térrövidülése ment végbe (SZÁDECZKY-KARDOSS E. 1978, WEIN Gy. 1978a, 1978b). A hosszú mezozoikumi eseménysorozatból csak a mai domborzat formáinak kialakulása szempontjából legfontosabb geomorfológiai eseményekre van módunk e helyen kitérni.

A Dunántúli-középhegység azon részének felszíne, amely már a felsőtriásztól ill. közvetlen ezután kiemelkedett a tengeri elöntés alól, igen hosszú ideig, *mintegy százmillió éven át trópusi, szárazföldi mállásnak és lepusztulásnak volt kitéve*. De még a jura és az

\* Meozoische Rumpfhorste im ungarischen Mittelgebirge. — Geoökodinamik. 1986. 7. pp. 229—242.



alsókréta tengeri elöntések után szárazulattá váló felszíneken is több tíz millió éven át folytatódott a szubaeरिकus lepusztulás (BÁRDOSSY Gy. 1977). Ennek eredményeként a túlnyomóan karbonátos kőzetekből álló — mészkő, dolomit — felszínen trópusi kúp- és toronykarsztos formákkal jellemzett, *nagykiterjedésű tönkfelszín — peneplén — formálódott* (PÉCSI M. 1970, 1980).

Az alpi hegységrendszer szerkezet-fejlődését tekintve a lemeztektonikai elmélet és bizonyos földtani adatok alapján sem kizárt, sőt feltehető, hogy a trópusi peneplanáció folyamata jórészt még az afrikai kontinens peremi övezetében ment végbe. A Dunántúli-középhegység csak később, a harmadidőszak első felében került jelenlegi helyére. WEIN Gy. (1978b) értelmezése szerint az észak-afrikai self-képződmény elszakadt részeként mintegy 1000 km-nyi vonszolódás után tolódott a helvetikumhoz tartozó alpi centralidák kristályos alapzatára. Ezzel kapcsolatban fontosnak tartjuk hangsúlyozni azt a körülményt, hogy a trópusi őskarszt "tornyai" — a megfigyelhető feltárásokban — mind függőlegesek maradtak, a nagy horizontális és az ismételt vertikális tektonikus mozgások ellenére is. Ez a jelenség arra enged következtetni, hogy a mai Dunántúli-középhegység mezozoós tömbje kristályos alapzata egy részével együtt egységes tömbként került jelenlegi helyzetébe (PÉCSI M. 1980).

A trópusi tönkösödés során, az erős kémiai mállás és az uralkodóan felületi lemosás hatására a tengerből lassan kiemelkedő térszínek, továbbá a hegylábi felszínek is önmagukkal párhuzamosan alacsonyodtak, míg a hegység hátak lejtői fokozatosan hátráltak is és közben le is alacsonyodtak. Így végül — tartós tektonikai nyugalom esetén — a hegységvonulat csaknem teljesen felemésztődött. A tönkös síkon csak elszórt "tanúhegyek" maradtak vissza. Az olyan alacsony helyzetű tönkös síkok, amelyek mészkőből, karbonátos kőzetekből formálódtak ki, nagyon hosszú geológiai időn át megmaradtak, konzerválódtak.

A felsőtriász végén szárazulattá vált Dunántúli-középhegység D-i övezete a kréta közepéig már alacsony helyzetű karsztos tönkké formálódott. Felszínére a D-ről magasabb helyzetű, de ugyancsak erősen tönkösödött kristályos hegységről (ős-Velencei-hegységi vonulat) trópusi vörös agyagos, laterites mállástermék telepítődött át (BÁRDOSSY Gy. 1977). Ez utóbbiak és a karbonátos kőzetek nem oldódó maradékából — agyagos-márgás közbetelepülésekből — képződött vörösagyag az őskarsztos peneplén töbreibe, kisebb árkokba, parti öblökbe összerosódva halmozódott fel. Arra alkalmas geomorfológiai és hidrogeológiai körülmények között az agyagos hordalékok a mállás során deszilifikálódtak és bauxittá alakultak. A bauxit, a (laterites) vörösagyag és a trópusi toronykarszt maradványok a felsőkrétáig már kialakultak, amelyek az egész középhegységet átfogó trópusi planáció tanúsítói. E formamaradványok ill. mállástermékek túlnyomó része a felsőtriász mészkövön, dolomiton fordul elő, bár ezek ma különböző magassági helyzetben fekvő sasbércsek erodált felszínén találhatók karsztos töbrökben, tektonizált árkokban és törések mentén.

Ezt a körülményt azért hangsúlyozzuk, mert bár az éghajlati adottságok — ha megszakításokkal is — még hosszú időn át a trópusi peneplanáció feltételeit biztosították volna, de a kréta végétől lejátszódott alpi orogén fázisok tektonizmusa az egész



középhegységi vonulatra és környékére kiterjedt regionális planáció feltételeit végleg megszакította.

## 1. A trópusi tónkfelszín feldarabolódásának kezdete

A felsőkréta végén felerősödtek az alpi orogén mozgások, amelyek már az alsó-krétától kezdődően nyomokat hagytak. A Bakonyban, Vértesben vízszintes eltolódások, pikkelyeződések, enyhe gyűrődések, a Budai-hegységben pedig csapástörések és takarós rátolódások is képződtek (WEIN Gy. 1977, 1978a).

A bauxittelepekkel és paleokarszt maradványokkal jellemzett mezozóos tónkfelszín — a középhegységi pászta tengelyvonalában és É-i részén — már a középső- ill. felsőkréta végén, de főként a paleogénban eltemetődött. Olyan erős tektonikus mozgások időszaak következett, amelynek során több fázisban helyileg különböző mértékű süllyedések és kiemelkedések ismétlődtek meg a középhegység vonulatában. Ezek az összenyomódások és tágulások, továbbá feltehetően hosszanti eltolódások hatóerők térbelileg olyan különböző mértékben kiemelt ill. besüllyedt és eltemetett szerkezeteket hoztak létre, hogy a Dunántúli-középhegység összefüggő tónkös felszíne a neogénig teljesen szét darabolódott. A kréta végétől a korai eocénig a középhegység ugyan még hosszabb időn át szárazulat volt, de határozott törések menti — különböző mértékben mozgó — sasbércek sorozatából állt (DUDICH E.—KOPEK G. 1980).

Feltételezhető, hogy a *Dunántúli-középhegység* akkori szerkezeti-morfológiai *elldjét* magasabb helyzetű kristályos hegységek tónkösödő fennsíkjai vették közre. A középhegységi pászta tehát ezeknek mintegy hegylábi övezetét alkotta; felszínének jó része — főleg az árkok és a karsztos töbrök — a kristályos hegység vörösagyagos sasbércei lehordástermékeinek, továbbá az egyes kiemelt dolomit sasbércek törmelékének üledékgyűjtője lett.

Geomorfológiailag ez azt jelenti, hogy a paleogéntől kezdve az alacsony fekvésű, de tektonikailag már számottevően tagolt középhegységi pásztában ekkor már nem peneplanáció folyt, hanem uralkodóan a pedimentációs folyamatok formálták tovább a másodidőszakban kialakult tónkfelszínt.

A középhegység hosszú időn át tartó és bonyolult tektonikus ill. eróziós-planációs domborzatformálódása néhány alapvető kérdésének jobb megértéséhez az elmúlt évtizedekben a lemeztektónikai szemlélettel végzett kutatások hoztak közelebb. Így pl. a paleomágneses vizsgálatok szerint a középhegység mezozóos kőzetei az afrikai masszívum selfje mentén képződhettek ki. Mágneses polaritásuk a mezozoikumban még délebbre fekvő afrikai lemezhez való tartozásukat igazolja (MÁRTON E. és MÁRTON P. 1982). Ez a körülmény könnyebben érthetővé teszi a középhegységi bauxit-fedte, toronykarsztos, trópusi tónkfelszín kialakulását. A Mediterráneum és a Kárpát-medence szerkezetfejlődésére felállított, egymástól bizonyos tekintetben eltérő lemeztektónikai



modellek (GÉCZY B. 1972, SZÁDECZKY-KARDOSS E. 1972, 1978, WEIN Gy. 1978b és mások) abban egyeznek, hogy a Dunántúli-középhegység szerkezeti egysége a neogén elejéig hosszan tartó mélytörések menti eltolódással került mai földrajzi helyére. Ez a felfogás pedig többek között könnyebben értelmezhetővé teszi a középhegység karsztos tönkfelszínére települt, környezet-idegen kvarckavicsok származáshelyének értelmezését.

A Dunántúli-középhegység ilyen értelmezés szerint nagyon eltérő kőzettani felépítésű szerkezetek és morfológiai viszonyok között vonszolódott mai helyére. A különböző geológiai időszakokban tehát a földrajzi elhelyezkedése is eltérő volt és ezt mindig figyelemünkben kell tartani.

A rétegtani, hegységszerkezeti kutatások eredményei (DUDICH E.—KOPEK G. 1980, WEIN Gy. 1977 és mások) szerint a Dunántúli-középhegység mezozoós vonulatában az alsóeocén végén és a középsőeocén elején meginduló kéregmozgások tömbönként nagyon különböző mértékű süllyedéseket okoztak. Ezek következtében egyes hegységrészek, ill. árkos medencék tengeri üledékekkel teljesen betemetődtek. Ezeket az eocén mészkővel befedett hegységrészeket (pl. Budai-hegység és környéke) az aránylag rövid ideig tartó, az alsóoligocént megelőző kiemelkedéssel együtt járó erős denudáció (infraoligocén lepusztulás) is csak helyel-közzel exhumálta.

## 2. A mezozoós tönkfelszín részleges betemetődése

Korábban volt olyan nézet, hogy a Magyar-középhegység nagy részén a trópusi tönkösödés a középsőmiocénig folyamatosan formálta a domborzatot (BULLA B. 1958, LÁNG S. 1967).

A Dunántúli-középhegység vonulatának túlnyomó része az oligocén és az alsómiocén folyamán tartósan ismét üledékgyűjtővé vált (BÁLDI T. 1980, KORPÁS L. 1981). Csupán a felsőmiocénban is alacsony szárazulatként viselkedő Balaton-felvidék vonulata nem temetődött el (DUDICH E. 1980, JASKÓ S. 1981). Ezt a középhegység csapásával megegyező paleogén hátságot mind ÉNy, mind DK felől szélesebb-keskenyebb pásztákban üledékgyűjtő vette közre. Az üledékgyűjtők külső oldalán pedig kristályos hegység vonulatai emelkedtek a magasba. Ezek lepusztulástermékeit folyóvizek szállították és teregették szét a szakaszosan mélyülő és kiterbélyesedő két teknőbe. A tektonikus mozgások hatására kisebb oszcillációkkal szakaszosan mélyülő üledékgyűjtő a Dunazug-hegyvidéktől DNy-ra (Zsámbéki-medence) két ágra bomlott (KORPÁS L. 1981, JASKÓ S. 1981). Az É-i üledékgyűjtő a Dunazug-hegység mellett tulajdonképpen magába foglalta a mezozoós középhegység nagy részét (Északi-Bakonyt, Keleti-Bakonyt és a Vértest) is.

E domborzatfejlődési szakaszban a középhegységi pászta tengelyvonalában húzódó üledékgyűjtő medence nem volt mindig egységes, a talpzata eltérő módon mozgott. A Bakonyban haránttörések mentén erősen süllyedő árkos medencék képződtek. Ezek között az alapzat kevésbé süllyedt vagy időnként éppen



kiemelkedett. Az üledékgyűjtőn belül egyes sasbércek időnként kiemelkedéseket formáltak, végül is mind üledéktakaró alá temetkeztek. A középhegység mezozoós földtani képződményeit és geomorfológiai formáit az oligocén és alsómiocén üledékek — az újabb kutatások szerint — több száz méter vastagságban beborították (KORPÁS L. 1981). A regressziós, transzgressziós és ismét regressziós jellegű ciklusok formációi különböző folyóvízi, delta-, sekélytengeri, tengerparti és lagunás fáciesek sorozatából halmozódtak egymásra. A lehordás túlnyomó részben a magasabb helyzetű kristályos hegység felől történhetett, de az alacsony helyzetű középhegységi hátról is származott karbonátos kőzetű lepusztulástermék. Az üledékgyűjtő DNy-i felében túlnyomóan teresztrikus és az ÉK-i részben teresztrikus és fluvio-marín formációk halmozódtak fel. Ezek granulometriai és ásványtani összetételének figyelembe vétele (KORPÁS L. 1981), továbbá a hordalékszármarztatás körülményeinek — éghajlati, geomorfológiai, petrográfiai — rekonstruálása alapján arra következtethetünk, hogy a paleogén folyamán a középhegységi pászta üledékgyűjtőjében DNy-on jórészt "bahada-playa", az ÉK-i részben többnyire *sekélytengeri és lagunás* üledékfelhalmozódás ment végbe (PÉCSI M. 1980).

A Dunántúli-középhegység D-i övezetében húzódott alacsony szárazulati hátat hosszabban tartó pedimentációs folyamat uralta. Hasonlóképpen pedimentálódtak az üledékgyűjtőt kívülről határoló kristályos hegységvonulatok is (PÉCSI M.—SZILÁRD J. 1969, PÉCSI M. 1970, 1980). Ezzel szemben a Dunántúli-középhegység szélesebb É-i pásztája eltérő mértékben, de többszáz m vastag törmelékes kőzetformációkkal *másodízben* is *eltemetődött*, így a prepaleogén őskarsztos tönkfelszín konzerválódott, egyes részeken többé-kevésbé tovább csonkolódott.

A vastag törmelékes fedőüledék csak később, a neogénban pusztult le részben vagy egészen az erősebben emelkedő sasbércekről (BÁLDI T. 1971, 1980, JÁMBOR Á.—KORPÁS L. 1971, JÁMBOR Á. 1980, KORPÁS L. 1981).

A hegységközi ill. a sasbércek közötti árkos medencéket viszont váltakozó vastagságban (200—400 m) tölti ki még ma is az oligocén-alsómiocén lepusztulástermék.

### 3. Az árkos-sasbérces vonulat kiformálódása

Az oligocén végétől ismétlődő tektonikus mozgások, kiemelkedések ill. süllyedések a középhegységi vonulatban azt eredményezték, hogy egyes hegység részek, sasbérc-csoportok véglegesen az erózióbázis szintje fölé emelkedtek (pl. Vértes, Gerecse, Keleti-Bakony, Budai—Pilisi-hegység egy része). A miocén során főként a vonulat peremén elhelyezkedő alacsonyabb sasbérceken és az árkosan süllyedő medencékben folyt tovább — többszöri megszakítással — a durvatörmelékes, majd karbonátos üledékképződés, ill. vulkáni működés. A miocénban kezdődő neovulkanizmussal párhuzamosan a Dunántúli-középhegység sasbérceinek túlnyomó része fokozatosan szomszédsága fölé emelkedett. Bár továbbra is alacsony helyzetben maradtak, mégis megkezdődött a sasbérceket borító korábbi fedőtörmelék egy részének áthalmazódása. Ez a folyamat többszöri megszakítással folytatódott a szarmata és főként a pannóniai emeletekben is, amelyek folyamán a Dunántúli-középhegység alacsony szigetfelszín maradt. Vonulata ismételten — az alsópannonban — annyira megsüllyedt, hogy több helyen a peremi sasbérceket

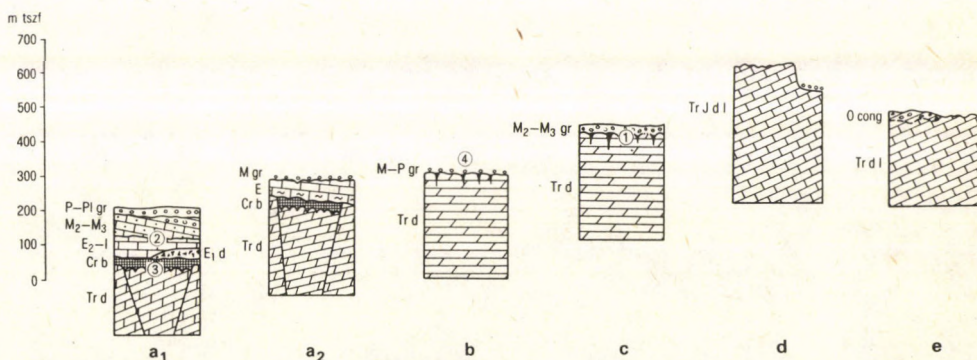


újabb üledék (homokos kavics) borította el. A DK felé nyíló árkos medencékbe tengeröblök nyomultak, a partvonal menti sasbércek oldalán abráziós szinlok képződtek.

Bár az alaktani értelemben vett domborzati inverzió a Dunántúli-középhegységben is a középsőmiocén követően kezdődött, geomorfológiai értelemben vett középhegység-gé a felsőpannont követő pliocénban és főként negyedidőszaki epirogén kiemelkedés során vált. Ennek eredményeként megnőtt a viszonylagos szintkülönbség, felfokozódott az erózió. A hegységperemek és a medencék laza üledékén előbb széles sávban hegyláb-felszín formálódott, majd a negyedidőszakban az emelkedő középhegységi övezetben erős völgyképződés ment végbe. A hegységközi medencék kimélyültek, a hegyláb-felszínnek hegységelőteri dombsággá tagolódtak.

#### 4. Elfedett és exhumált mezozóos sasbérctípusok

A Dunántúli-középhegység különböző magasságú mezozóos sasbérceit a fentebb vázolt poligenetikus kifejlődésük alapján, orográfiai helyzetük és jellemző morfogenetikájuk szerint minősítve az alábbi csoportokba soroltuk (1. ábra).

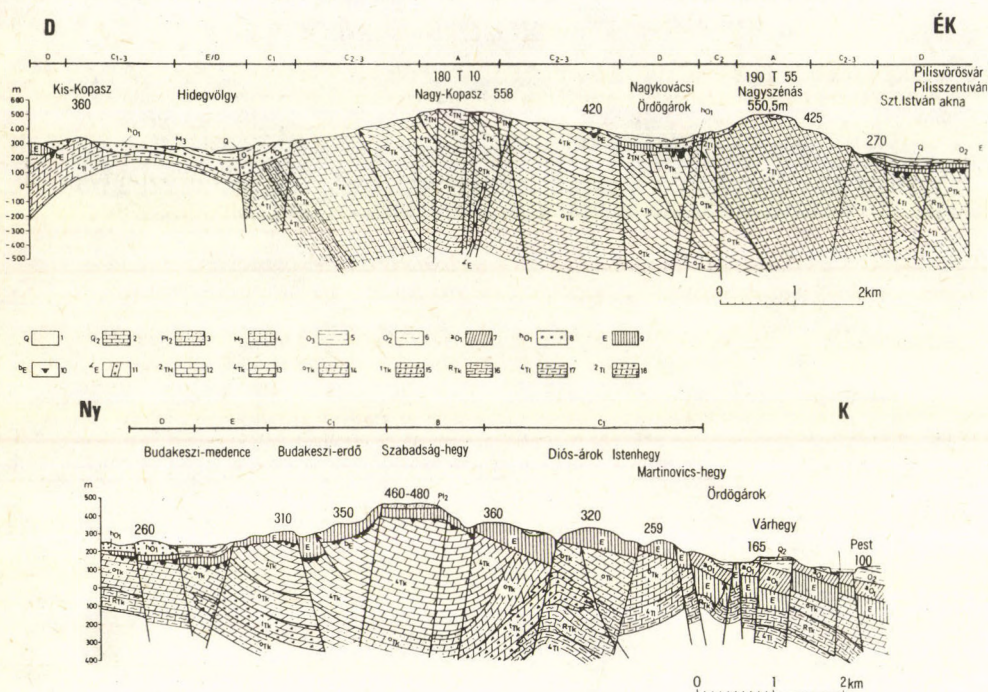


1. ábra. A sasbércek és árkok főbb morfogenetikai típusai a Dunántúli-középhegységben (Szerk.: PÉCSI M.)  
 — a<sub>1</sub>, a<sub>2</sub> = harmadidőszakban elfedett mezozóos tönkmарadvány hegységperemi és hegységközi árkos medencében; b = hegységperemi sasbérc a trópusi mállás nyomaival, utólagos pedimentáció lecsonkolta; c = kiemelt, de fedett sasbérc, trópusi tönkfelszín-maradvány, amely a harmadidőszaki kavicstakaró rátelepülése során pedimentálódott; d = kiemelt és a harmadidőszakban csonkolt sasbérc, mezozóos tönkmарadvány; e = szemieuxhumált kiemelt tönkmарadványos sasbérc, a harmadidőszakban (pl. oligocén) pedimentálódtak a kristályos masszívumok előterében; P—Pl gr = pliocén-pleisztocén kavics; M<sub>2</sub>—M<sub>3</sub> = középsőmiocén márga, mészkő és kavics; E<sub>2</sub> I = középsőeocén mészkő; E = eocén mészmárga, E<sub>1</sub> d = középsőeocén dolomittörmelék; Cr b = felsőkréta bauxit; Tr d = triász dolomit; M gr = miocén kavics ált.; M<sub>2</sub>—M<sub>3</sub> = középsőmiocén kavics, konglomerátum; M—P gr = felsőmiocén kavics; Tr J d l = triász és jura mészkő; O cong = oligocén homokkő és konglomerátum; 1 = trópusi mállás maradványai; 2 = diszkordancia; 3 = trópusi tönk kúpkarstos maradványai; 4 = felszíni kavicsfoszlány



1. *Tetőhelyzetű sasbérc, fedett őskarsztos tönkmaradvánnyal.* Ehhez a típushoz tartoznak azok a kiemelt helyzetű sasbércek, amelyekben a kréta trópusi tönkösödés toronykarsztos formamaradványai, ill. bauxitfoltok az eocén ill. oligocén üledéktakaró alatt maradtak meg. Egyes típusaik nem csak a paleogén, hanem még a neogén végén is újra eltemetődtek, vastag édesvízi mészkő is befedte azokat és végül a negyedidőszakban kerültek kiemelt helyzetbe (2. ábra).

2. *Kiemelt és exhumált tönkös sasbércek.* A paleogén során egy vagy két ízben eltemetődött sasbércek az újharmadidőszak és főleg a negyedidőszak alatt tetőhelyzetbe emelkedtek, miközben a paleogén üledékes fedőrétegnek csak a nyomait őrizték meg (a Budai-hegységben, továbbá a Nyugati-Gerecse és a Vértes).



2. ábra. A Budai-hegység sasbérceinek geomorfológiai típusai (PÉCSI M. 1975, WEIN Gy. 1977). — A = exhumált tönkös sasbérc, tetőhelyzetben; B = eltemetett tönkös sasbérc kiemelt helyzetben; C = tönkös sasbérc, hegylábi (küszöb) helyzetben (1 = teljesen elfedett; 2 = félig exhumált; 3 = teljesen exhumált hegylábi sasbérc); D = eltemetett tönk medencehelyzetben (kriptotönk); E = hegylábi felszín laza kőzetben. 1 = pleisztocén lösz és futóhomok; 2 = pleisztocén édesvízi mészkő (travertino); 3 = pontusi homok, agyag és bitumenes édesvízi mészkő; 4 = szarmata konglomerátum és mészkő; 5 = felsőoligocén homokos agyag; 6 = alsóoligocén Kiscell Agyag; 7 = alsóoligocén Tard Agyag; 8 = alsóoligocén Hárshegy Homokkő; 9 = eocén képződmények; 10 = eocén áthalmazott bauxit és konglomerátum; 11 = eocén biotitos, savanyú telérkőzet; 12 = felsőtriász (nóri) Dachstein Mészkő; 13 = felsőtriász (karni) Földolomit; 14 = felsőtriász (karni) szemcsés dolomit; 15 = felsőtriász tűzköves dolomit; 16 = felsőtriász raibli bitumenes, márgás mészkő és dolomit; 17 = középsőtriász (ladini) rózsaszínű dolomit; 18 = középsőtriász (ladini) diploporás dolomit



E csoportban előfordulnak tetőhelyzetű *félig exhumált tönkös sasbérc* is, amelyek felszínét kiemelt helyzetük ellenére is miocén kvarckavics (Öreg-Bakony) vagy vastagabb oligocén konglomerátum fedi. Helyenként a kavicsos konglomerátum összlet alatti trópusi peneplén őskarsztos felszíne az üledékszállítás közben (pedimentálódás hatására) csonkolódott.

3. *Fennsík helyzetű (fedetlen) tönkös sasbérc*. E megnevezéssel részben azokat a 600—700 m magasra kiemelt, planációs sasbérceket minősítjük, amelyekről a trópusi tönkösödés őskarsztos formamaradványa ill. a bauxitos vörösayagos korrelatív üledék is mind lepusztult. Felszínükön helyenként a törések mentén vörösayagos mállástermék fordul elő (Pilis-tető 700 m, Nagy-Gerecse 634 m). Környezetükben pedig alacsonyabb geomorfológiai szinten (400—500 ill. kb. 250 m tszf.) száraz völgyek torkolatában trópusi vörösayag-foltok, áttelepített bauxitmaradványok települnek (pl. a Kőrös-hegy 704 m, a Tési-fennsík a Bakonyban).

Genetikailag ugyancsak ehhez a sasbérctípushoz kell sorolnunk a Keszthelyi-hegység és a Balaton-felvidék, Veszprémi-fennsík közepesen kiemelt, helyenként fennsíkszerűen kiterjedt felszínű sasbérceit, amelyek a paleogén folyamán is hosszan tartó pedimentációnak voltak kitéve. Orográfiai jellegüket is figyelembe véve geomorfológiai megnevezésükre a *tönkös sasbérces fennsík* fogalom látszik a legkifejezőbbnek.

4. *Megsüllyedt és elfedett tönkös sasbércek, őskarsztos és bauxitmaradványokkal*. A hegységen belül elfoglalt helyzetük szerint néhány átmeneti altípus is megkülönböztethető.

— Azokra a sasbércekre, amelyek nem süllyedtek mélyen a jelenlegi erózióbázis szintje alá és a tönkös őskarsztfelszín nem vastag harmadidőszaki üledék alatt fekszik, *küszöbhelyzetű, fedett tönkös sasbérc* megjelölés a kifejező (pl. Gánti-medence, Halimba, Nyírád).

— Azokat a sasbérceket pedig, amelyek mélyen a mai erózióbázis szintje alá süllyedtek és száz m nagyságrendű harmadidőszaki üledékekkel fedettek, *kriptotönköknek* vagy *mélytönköknek* neveztük (1. ábra). Ez utóbbiak előfordulnak hegységközi kis medencék talpazatában és hegységelőteri süllyedékekben. Több esetben ezeknek az elfedett mélytönköknek az őskarsztos töbreiben ill. kisebb árkokban a bauxit bányászásra alkalmas mennyiségben is visszamaradhatott. Ez utóbbi típusokat éppen a bauxitkutatások tették ismertté.

— A hegységközi sasbérces mélytönkök sok esetben árkos törések mentén oly mélyre süllyedtek, hogy a rájuk települő több száz m vastag harmadidőszaki laza üledékeken már új szerkezeti-morfológiai forma, a *medencedomság* formálódott ki. A *hajdani tönkös sasbérc* az utóbbiakban mélyen eltemetve a hegységközi medence talpazatát alkotja.

5. *Átmeneti formák*. A fentebb röviden jellemzett négy, jellegzetes sasbérctípus mellett gyakoriak az átmeneti formák. Így pl. a hegységperemi *küszöbhelyzetű sasbércek* között rendre előfordul: a/ harmadidőszaki üledéktakaróval fedett, b/ félig exhumálódott (pl. Gellérthegy), c/ teljesen exhumálódott sasbérc (pl. Sashegy).



- ADÁM, A. — HORVÁTH, F. — STEGENA, L. 1971. Investigation of plate tectonics by magnetotelluric anisotropy. — *Annales Univ. Sci. Budapestensis, Sectio Geol.* 14. pp. 209-218.
- BÁLDI T. 1971. A magyarországi alsómiocén. — *Földt. Közl.* 101. 2-3. pp. 85-90.
- BÁLDI T. 1980. Az eocén-oligocén határ kérdéséről. — *Őslénytani viták.* 25. pp. 5-11.
- BÁRDOSSY GY. 1977. Karsztbauxitok. — *Akad. K. Budapest,* 413 p.
- BULLA B. 1958. Néhány megjegyzés a tönkfelszínnek kialakulásának kérdésében. — *Földr. Ért.* 7, 3. pp. 226-274.
- DUDICH E. — KOPEK G. 1980. A Bakony és környéke eocén ősföldrajzának vázlata. — *Földt. Közl.* 110, 3-4. pp. 417-431.
- GÉCZY, B. 1972. The origin of the Jurassic faunal provinces and the Mediterranean plate tectonics. — *Annales Univ. Sci. R. Eötvös, Sectio Geologica.* 16. pp. 99-114.
- JÁMBOR Á. 1980. A Dunántúli-középhegység pannóniai képződményei. — *MÁFI Évkönyve.* 52. 259 p.
- JÁMBOR Á — KORPÁS L. 1971. A Dunántúli-középhegység kavicsképződményeinek rétegtani helyzete. — *MÁFI Évi Jel.* 1969-ről. pp. 75-92.
- JASKÓ S. 1981. Üledékfelhalmozódás és kőszénképződés a neogénben. — *MÁFI. Budapest,* 157 p.
- KORPÁS L. 1981. A Dunántúli-középhegység oligocén-alsómiocén képződményei. — *MÁFI Évkönyve.* 64. 140 p.
- LÁNG S. 1967. A Cserhát természeti földrajza. — *Földr. Monogr.* 7. Akad. K. Budapest, 375 p.
- MÁRTON, E. — MÁRTON, P. 1982. A refined Mesozoic polar wander path of the Transdanubian Central Mountains and its bearing on the history of the Mediterranean. — *EGS-ESC Abstracts. Leeds,* 73 p.
- PÉCSI, M. 1970. Surfaces of planation in the Hungarian mountains and their relevance to pedimentation. — *Problems of relief planation. Studies in Geography in Hungary,* 8. Akad. K. Budapest, pp. 29-40.
- PÉCSI, M. 1975. Geomorphological evolution of the Buda Highland (Hungary). — *Studia Geomorphologica Carpatho-Balcanica, Krakow,* 9. pp. 37-52.
- PÉCSI M. 1980. A Pannóniai-medence morfofenetikája. — *Földr. Ért.* 29. pp. 105-127.
- PÉCSI M. — SZILÁRD J. 1969. Az egyengetett felszínnek főbb kutatási és nomenklaturai problémái. — *Földr. Ért.* 18, 2. pp. 153-176.
- SZÁDECZKY-KARDOSS E. 1972. A mediterrán típusú szubdukció és a Kárpát-Pannon-Dinarid szerkezet modellje. — *Geonómia és Bányászat.* 5. pp. 113-122.
- SZÁDECZKY-KARDOSS E. 1978. Tisia és lemeztektonika. — *Földr. Közl.* 4. pp. 305-315.
- WEIN GY. 1977. A Budai-hegység szerkezete. — *Földt. Közl.* 107. pp. 329-347.
- WEIN GY. 1978a. A Kárpát-medence alpi tectogenezise. — *MÁFI Évi Jel. az 1976. évről.* pp. 245-256.
- WEIN GY. 1978b. A Kárpát-medence kialakulásának vázlata. — *Általános Földtani Szemle.* 11. pp. 5-29.



# Geomorfológiai szintek a Magyar-középhegységben \*

## 1. Geomorfológiai szintek értelmezésének elve

Kétségtelen, hogy a domborzat fejlődésének rekonstruálásához, a denudációs kronológiai kutatásokhoz a geomorfológiai szintek elemzése az egyik leghatékonyabb eszköz.

A geomorfológiai szintek<sup>1</sup> u.i. az emelkedő domborzat fejlődésének egyes állomásait vagy ciklusait rögzítik időben, ott, ahol a geomorfológiai szintek kialakulásának korát valamilyen módszerrel meg tudjuk állapítani. Azonban az a körülmény, hogy a legmagasabb geomorfológiai szint a legidősebb és az alatta elhelyezkedő felszínek egyre fiatalabbak, a földfelszín nem minden domborzati típusára, ill. nem minden geológiai időszakra volt jellemző.

A tartósan süllyedő szerkezeti formákon (pl. medencék) a korábban létrejött geomorfológiai szintek eltemetődnek és egyre mélyebbre kerülnek. Normális rétegtani sorrendben üledékösszlet halmozódik fel rajtuk.

Ismeretes olyan körülmény is, amikor egyszer kialakult folyóvízi terasz vagy marinus terasz a későbbiek során a tektonikus mozgások következtében különböző magassági helyzetbe kerül.

Vannak nagyon hosszú idő óta gyakorlatilag állandóan emelkedő szerkezeti formák, de előfordulnak olyanok is, amelyek geológiai időmértékkel mérve csupán rövid idő óta emelkednek.

Tanulmányunkban olyan szerkezeti-morfológiai domborzattípusok geomorfológiai szintjeinek elemzésére irányítjuk a figyelmet, amelyek több geológiai időszakon keresztül váltakozva süllyedő és emelkedő, esetenként horizontálisan elmozduló mozgá-

\* Interpretation principle of geomorphological horizons. — Mélanges offerts a André Journaux Caen 1984. pp. 233-241. — Repeatedly buried and exhumed relict forms (MEZŐSI G.-ral). — Studies and Geography in Hungary 17. Akad.K.Bp. 1985. pp. 123-134. — Geomorfológiai szintek kora a Magyar-középhegységben. — Földr. Közl. 36. (112.) 1-2. pp. 28-41.

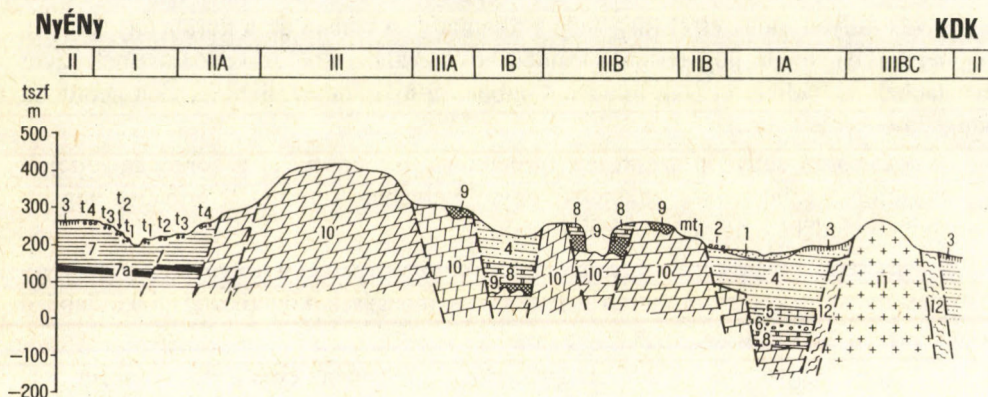
<sup>1</sup>A DAVIS-i eróziós ciklus értelmében a szakaszosan emelkedő felszínen a legmagasabb geomorfológiai szintek egyben a legidősebbek, míg az alattuk levők egyre fiatalabbak. Hasonló értelmezést nyújt a PENCK-féle egyensúlyi felszínfejlődési elv is, mely szerint a folyamatosan kiemelkedő hegység peremén mind fiatalabb hegylábi lépcsők képződnek egymás alatt. Hasonlóképpen a tartósan emelkedő hegység völgyi teraszai vagy ugyancsak emelkedő tengerpartok abrázíós színői, mint egymás alatti, egyre fiatalodó geomorfológiai szintek értelmezhetők.



sokon mentek keresztül, de a legutóbbi negyedidőszak folyamán alapvetően emelkedő tektonikus mozgások érték.

Ilyen domborzatfejlődésre szolgál példaként a Dunántúli-középhegység, mely hegységszerkezetileg gyűrt-töréses típusu, főleg (triász kori) karbonátos kőzetekből felépült, árkos medencékkel tagolt sasbércek sorozatából áll. A hegységben a geomorfológiai szinteknek több generációja mutatható ki, melyek közül az idősebbek többszöri eltemetődést és exhumálódást éltek át. A hegység idősebb (mezozóos, tercier) geomorfológiai szintjei a hegységfejlődés során különböző orográfiai helyzetbe kerültek (1. ábra). Ezek értelmezése csak a hegység sajátos felszínfejlődésének részletes vizsgálatával vált lehetségessé. Eddigi kutatásaink eredményeit az alábbiakban foglaljuk röviden össze:

1. A Dunántúli-középhegység mezozóos sasbércvonulata fedőhegységként<sup>2</sup> telepszik a variszkuszi kristályos alaphegység úpaleozoikumban tönkösödött felszínére, mely utóbbi a mezozoikum elején a Tethis geoszinklinális<sup>3</sup> részévé vált.



1. ábra. Geomorfológiai szintek és genetikai domborzattípusok a Vértessomlyó—Velencei-hegyvidéken (Szerk. PÉCSI M.). — I = szubmontán völgymedence (tektonikus, eróziós eredetű); IA = hegységközi árkos medence hordalékkúpokkal (tektonikus, eróziós, akkumulációs); IB = árkos medence (eltemetett kriptotönk). II = domszágga tagolt hegyláb felszín (akkumulációs, eróziós felszín): IIA = teraszos hegyláb felszín (eróziós-akkumulációs felszín); IIB = tengeri (pannóniai) abrázíós színlfő. III = sasbérc tető (átformált exhumált tönkfelszín): IIIA = sasbérc, lépcsős küszöb helyzetben (megsüllyedt exhumált tönk); IIIB = sasbérc, küszöb helyzetben (mikroárokban fedett tönkfelszín); IIIBC = gránit sasbérc (exhumált tönkös röghegység); 1 = jelenkori alluviális feltöltés; 2 = hegylábi törmelékkúp; 3 = lösz; 4 = pannóniai homokos, agyagos rétegek; 5–8 = harmadidőszaki medenceüledékek; 9 = bauxit; 10 = triász mészkő és dolomit; 11 = ókori gránit; 12 = metamorfizált kristályos kőzetek; mt<sub>1</sub> = abrázíós színlfő; t<sub>1</sub>–t<sub>4</sub> = teraszok

<sup>2</sup>WEIN Gy. (1978) véleménye szerint az is lehetséges, hogy szerkezeti takaróként helyezkedik el az alpi Helvetikumra.

<sup>3</sup>Tengeri medence pereme.



2. A triász végétől a Dunántúli-középhegység vonulata alacsony szárazföldi felszín volt a magasabb kristályos hegységvonulatok előterében. Mindkettőn hosszú időn át trópusi peneplanáció folyhatott. A karbonátos kőzetekből álló alacsonyabb térszín ős-karsztos peneplénné formálódott és sok helyen bauxit képződött rajta. Ez a tönkfelszín már a felsőkrétában kezdett összetöredezni, középső pásztája megsüllyedt és később vastag üledékösszlet temette el.

3. A kréta végétől (paleogén) az eocén elejéig kiemelkedés és pedimentálódás hatására az ősi tönkfelszín lassan tovább formálódott, gyengén retusálódott, egészében véve konzerválódott.

4. Az eocén folyamán a hegység nagyobb része tartósan süllyedt, a szétlazuló sasbérceket, a hegységközi árkokat a tenger elöntötte, és főként mészkő, márga rakódott le. Ez volt a mezozóos peneplén első eltemetődése a harmadidőszak során.

5. Az eocén-oligocén határán — kiemelkedő mozgások hatására — a hegység egésze szárazulat lett, egyes hegységrészek, sasbércek az eocén rétegek alól exhumálódtak, ill. további pedimentálódást szenvedtek. Szép számmal maradtak azonban olyan sasbércek, amelyeken az ős-karsztos tönköt, ill. a bauxitlepeket is a vastag eocén mészkő megvédte a további lepusztulástól.

6. Az oligocénban, főleg annak második felében újabb erős süllyedés következett be a mai Dunántúli-középhegység pásztájában<sup>4</sup>, amelyre a környező kristályos hegységekből vastag törmelékes üledék halmozódott fel. Ez a folyamat megszakításokkal, rövidebb szakaszú és lokális lepusztulásokkal a miocénban is folytatódott. A tercier során a sasbérces hegység ekkor másodízben is eltemetődött.

7. A közép- (és felső-) miocénban a mezozóos sasbércek horizontális és vertikális elkülönülése fokozódott. Egyes hegységközi medencék kismértékben tovább süllyedtek.

Az emelkedő sasbérceken exhumálódás és lepusztulás ment végbe. Az ismétlődő hegységképző fázisokat erős vulkáni tevékenység is követte, főként a hegységvonulat ÉK-i folytatásában. Ebben az időszakban kezdődött el egy hatalmas *morfotektonikai domborzati inverzió*, amelynek hatására a Dunántúli-középhegység a tercier folyamán először környezete fölé emelkedett, a Kárpát-medencebeli kristályos alaphegység jórésze pedig megsüllyedt és a tenger öntötte el.

8. A felsőmiocénban a szarmata, majd a pannóniai transzgresszió kezdetén a Dunántúli-középhegység rövid periódusokban ismételten megsüllyedt, de környezetének (Pannóniai-medence) sokkal nagyobb és gyorsabb süllyedése miatt szigettengerként szárazulat maradt. Csak egyes hegycsoportok, peremi sasbércek és hegységközi medencék szenvedtek el harmadszor, ill. negyedszer is újabb betemetődést.

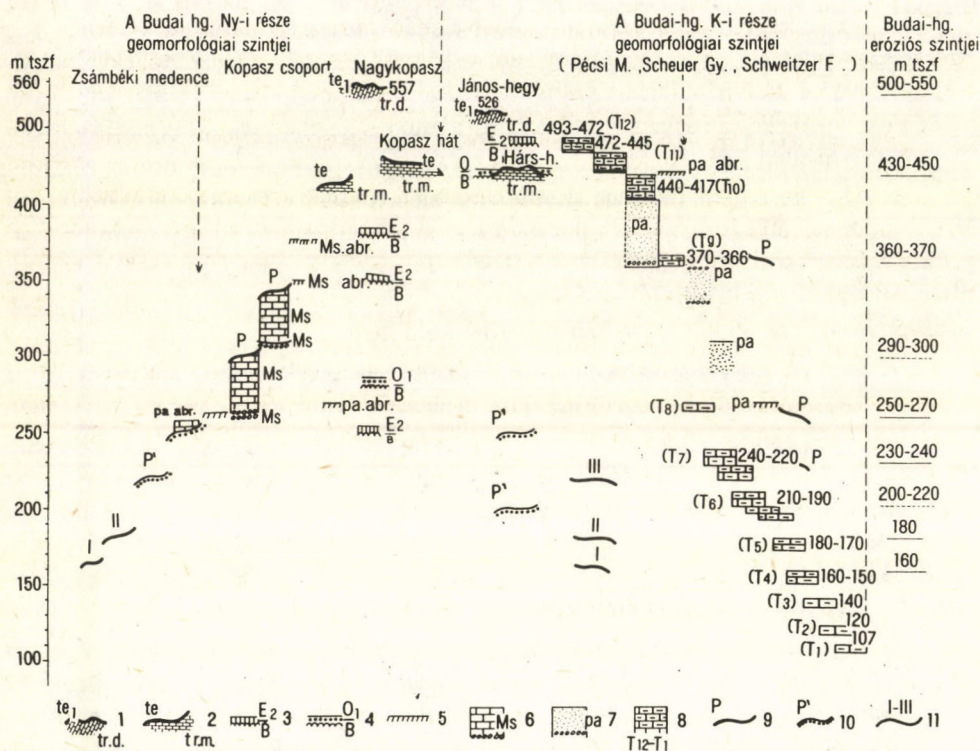
A középhegységi sasbércek ez időszak alatt csupán 100–200 m-rel álltak ki a környező Pannóniai-beltengerből. Rövid időszakokra ismételten emelkedések (szarmata-alsópannon határán, alsó- és felsőpannon határán regressziók) is voltak és ily módon a korábbi (oligo-miocén) vastag törmelékes üledékek alól fokozatosan exhumálódtak.

<sup>4</sup> Amely nem a mai földrajzi helyén helyezkedett el.



Ebből az időszakból a Dunántúli-középhegység peremi sasbércein középső- és felsőmiocén kori *abrázios* teraszok maradtak vissza. Ezek azonban az egyes sasbércek eltérő mértékű tektonikus elmozdulásai miatt regionálisan különböző magassági helyzetben maradtak. Előfordul olyan helyzet, hogy az idősebb szarmata, ill. alsópannóniai *abrázios* teraszok alacsonyabb orográfiai szintet képviselnek, mint a felsőpannóniai szinlők (2. ábra).

9. A Dunántúli-középhegység sasbérceinek kiemelkedése jelen helyzetükbe, az egyes csoportok részleges, ill. teljes exhumálódása a pannóniai regressziót követően a (felső-)pliocénban, de főként a negyedidőszakban ment végbe. A felsőpliocénban — mint számottevő geomorfológiai szint — *hegylábfelszín képződött*, mely a laza felsőpannóniai



2. ábra. Geomorfológiai szintek a Budai-hegységben (Szerk.: PÉCSI M. — SCHEUER GY. — SCHWEITZER F.). — 1 = tetőhelyzetben levő exhumált tönkfelszín-maradvány dolomit; 2 = tetőhelyzeti exhumált tönkfelszín-maradvány dachsteini mészkővén; 3 = eocén mészkővel fedett trópusi tönkmaradvány; 4 = hárshegyi homokkővel fedett toronykarsztos tönkmaradvány; 5 = szarmata és felsőpannóniai *abrázios* szinlő; 6 = szarmata kavics és durva mészkő; 7 = felsőpannóniai kavics, homok, agyag; 8 = édesvízi mészkőszintek (T<sub>1</sub>—T<sub>12</sub>); 9 = felsőpliocén hegylábfelszín kemény kőzet; 10 = pliocén hegylábfelszín laza kőzet; 11 = pleisztocén derázios szintek ill. lokális hordalékkúp-felszínnek laza kőzet; pa abr = felsőpannóniai *abrázios* szinlő



üledékeket is elmetszi. Ezen a geomorfológiai szinten indult meg a negyedidőszaki völgyképződés. A regionálisan különböző mértékű kiemelkedések miatt a pliocén hegyláb felszín is eltérő magassági helyzetű, helyenként pedig a pleisztocén elején tovább formálódott, ill. lealacsonyodott. Így többnyire a középhegység előterében levő hegyláb felszínnek két szintet is képviselnek. Az is előfordul, hogy a felsőpliocén hegyláb felszín képződése a felsőpannoniai abráziós színlőttől indult ki.

10. A negyedidőszak során a középhegység differenciáltan, mintegy 200—400 m-t emelkedett. Ennek során a középhegységet keresztező Duna-völgyben 6—8 terasz, ill. geomorfológiai szint képződött. E teraszok magassága a hegységperemek, ill. a medence felé konvergálóan alacsonyodik.

## 2. A sasbércfelszínek és a denudációs kronológia

A Dunántúli-középhegységben azokat a mezozoós sasbérceket, amelyeken vékony felsőkréta vagy eocén fedőüledék alatt bauxittelepes, trópusi őskarsztformák találhatók, geomorfológiai szempontból kréta időszaki trópusi tönkfelszín maradványának tekinthetjük. Az ilyen *fedett sasbércek* orográfiai helyzetük szerint előfordulhatnak kiemelt tetőhelyzetben, alacsonyabb lépcsős vagy küszöbhelyzetben is, de felszínük, mint alapvető morfogenetikai szint, már a krétában létezett, az azt követő ismételt eltemetődés során, ill. a kiemelkedésekkel együttjáró részleges exhumálódás alatt lényeges formaváltozást nem szenvedett. Előfordul az is, hogy oligocén homokkő háborítatlanul fedi el a toronykarszttal, vörösayagos bauxittal jellemzett trópusi tönköt (*1. kép*).

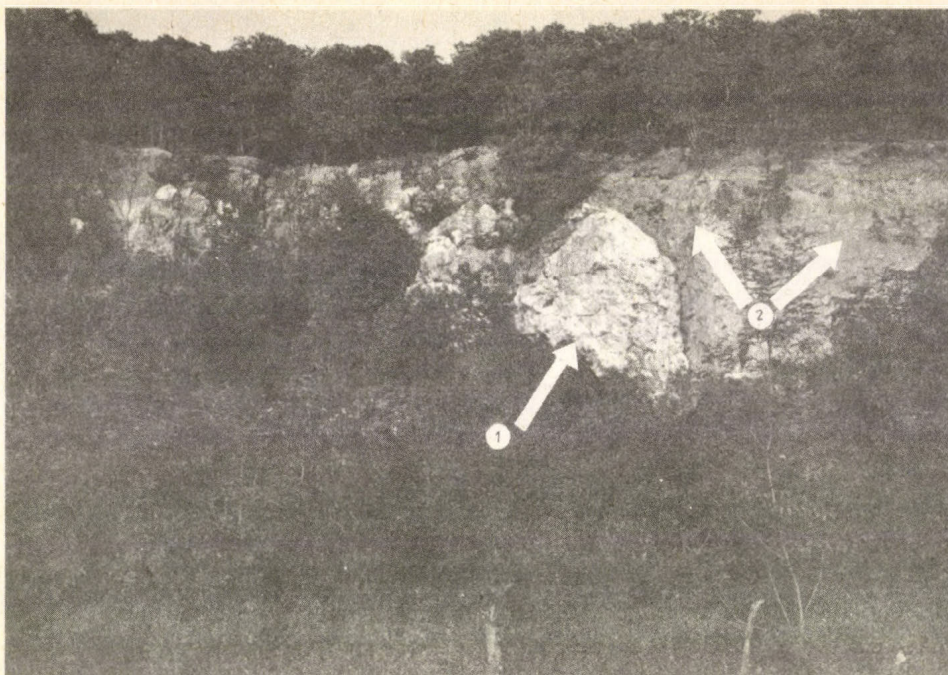
— Előfordul az is, hogy a krétában tönkösödött, majd a terciérben eltemetett sasbércrel az ismételt exhumálódás során csupán a terciér üledékes takaró pusztult le és az *exhumált őskarsztos tönk* képviseli a geomorfológiai szintet.

— Vannak szép számmal eocén, oligocén törmelékes kőzettel fedett olyan sasbércek, amelyeknek ősi felszínén üledékmozgás nemcsak retusálódást, hanem számottevő átfarmálódást okozott. Ilyen esetben a sasbérc felszíne már *fiatalabb*—pl. oligocén korú — átfarmált geomorfológiai szintnek minősül.

— Esetenként nehéz megállapítani az exhumálódott, *fedetlen sasbércek* átfarmálódási korát. Ezeknél általában abból indulhatunk ki, hogy a Dunántúli-középhegység sasbérceinek felszíne már a kréta időszakban tönkösödött (peneplanálódtak), az alacsony helyzetűek felszíne a harmadidőszak során keveset változott, átöröklődött. A domborzatilag magasabb fekvésű fedetlen sasbércek főként a paleogén folyamán pediplanálódtak, a neogén során pedig peremeiken pedimentálódtak.

— A krétában tönkösödött, majd *elfedett*, félig *exhumált* és *fedetlen* jellegű sasbércek mindegyike különböző magassági helyzetben is előfordulhat. Az első két típus pl. egy hegységen belül egymás mellett azonos magasságban is megtalálható. Nem ritka azonban az az eset, hogy az oligocén homokkővel fedett tönkös sasbércek lépcsősen





1. kép. Fedett trópusi toronykarszt. Budai-hegység, Hárshegy (Foto: PÉCSI M.)

1 = toronykarszt forma triász mészkőből, 2 = fedő homokkő, alsóoligocén

egymás alatt sorakoznak. E sasbérc-típusok eltérő magasságú felszínei tehát nem képviselnek különböző korú geomorfológiai szinteket.

— A sasbércek közötti intramontán árkos medencékben a bauxitos őstönk felszíne helyenként többszáz méter vastag paleogén törmelékes üledék alatt, ún. *kriptotönkhelyzetben* fordul elő.

— A hegységperemeken a neogén marinus teraszok (abrázíós szinlők) általában alacsonyabb geomorfológiai szintet képviselnek, mint a kiemelt és exhumált sasbércek felszíne. De előfordul, hogy a pannóniai marinus képződmények 400—500 m magasra kiemelt és a paleogénban elfedett sasbércekre települnek (Budai-hegység, Széchenyi-hegy, Szabadság-hegy), ismét máshol a pannóniai édesvízi mészkő a mezozóos őstönk felszínén fekszik (Balaton-felvidéken kb. 300 m tszf-i magasságban).

A Dunántúli-középhegység sasbérceinek a peremén a késői kainozoikumi geomorfológiai szinteket (abrázíós szinlők, hegyláb felszínek, folyóvízi teraszok) többnyire édesvízi mészkövek kemény rétegei védték meg a későbbi lepusztulástól. Az édesvízi mészkövek a mindenkor érézióbázis szintjében melegvizű karsztforrásokban képződtek. A Budai-hegységben mintegy 12 geomorfológiai szintet borítanak, ill. védték meg a lepusztulástól (2. ábra). Ez a jelenség jellemző a hegységperemekre és egyes nagyobb



völgyekre. A völgyoldali teraszokon az édesvízi mészkövek alacsonyabb sorozata települ (107—250 m tszf.), az édesvízi mészkő magasabb sorozata pedig hegyláb felszínét és tengeri abrázíós szinteket fed be (250—350—450 m a tszf.). Ezek korának megállapításához faunamaradványok, paleomágneses és abszolút kronológiai kordatálási (meghatározási) adatok szolgáltak alapul (PÉCSI M.—SCHEUER GY.—SCHWEITZER F. 1982).

### 3. Geomorfológiai szintek és denudációs kronológia

Az N/Q-határ keresésében a denudációs kronológia széles értelemben vett módszereinek alkalmazásával kíséreljük meg megállapítani, hogy a magyarországi geomorfológiai szintek közül melyek sorolhatók a harmad-, ill. a negyedidőszakhoz. Az a körülmény, hogy a legmagasabb geomorfológiai szintek a legidősebbek, az egyre alacsonyabban elhelyezkedő szintek pedig mind fiatalabbak, nem mindenütt és nem minden geológiai időszakra volt jellemző. Megfigyeltük, hogy egyes hegységperemeken vagy völgyszakaszokon az egykor kialakult geomorfológiai szintek (pl. az idősebb folyóvízi teraszok, vagy a marinus teraszok) a későbbiek során a tektonikus mozgások hatására különböző magassági helyzetekbe kerültek, az időszakosan, ill. tartósan süllyedő medenceperemeken a korábban létrejött geomorfológiai szintek pedig helyenként eltemetődtek. Gyakori esetnek találtuk a Magyar-középhegységben, hogy egyes régebbi geomorfológiai szintek a neogén előtt és annak folyamán is néhányszor eltemetődtek, majd részben vagy egészben ismételtelen exhumálódtak.

#### 1. táblázat. A Magyar-középhegység geomorfológiai szintjei (PÉCSI M. és társai 1985)

##### A/IDŐS ERÓZIÓS FELSZÍNMARADVÁNYOK

###### 1. *Mezozoós kúpkarstos tönkfelszínmaradványok*

- eocén mészkővel fedett (Vértes-hg: Gánt, Bakony-hg: Nyirád;
- oligocén homokkővel fedve (Budai-hg: Hárs-hegy);
- exhumált tönkfelszín maradványok (Keszthelyi-hg, Bakony-hg: Tés), tetőhelyzetben.

###### 2. *Paleogén (jórészt mezozoós) tönkmaradvány oligo-miocén pedimentációval átfurmálva*

- miocén kavicssal vastagon befedve (Bakony-hg: Farkasgyepű);
- miocén kavicsfoszlányokkal, tetőhelyzetben (Gerecse-hg: Öregkovács, Peskő).

##### B/NEOGÉN ERÓZIÓS FELSZÍNMARADVÁNYOK

###### 1. *Miocén abrázíós szintek*

- kárpái (helvét) konglomerátos szint (É-Bakony előtér);
- bádeni (tortonai) partszegélyi homokos, kavicsos mészkő (Visegrádi-hg, Börzsöny-hg);
- szarmata abrázíós színű (Budai-hegység, Balaton-felvidék);
- szarmata hegyláb felszín (Mátra-hg, Zempléni-hg).

###### 2. *Pannóniai (felsőmiocén) abrázíós szintek, édesvízi mészkő szintek*

- alsópannóniai—monaciai abrázíós szint (Budai-hg: Diósd—Sóskút, Balaton-felvidék);



- delta képződmények (precسákvári—csákvári; Balaton-felvidék: Billegei kavics, Kállai kavics, mo-gyoródi-tarcsai deltakavicsok);
- pontusi—csákvári abrázíós szint, esetleg két szint is (Bakony, Vértes, Budai-hg);
- csákvári—sümei—baltavári (Bakony: Nagyvázsony, Szentkirályszabadja, Várpalota; Budai-hg: Széchenyi-hegy, Szabadság-hegy [T.10—T.12]; Gerecse: Újhegy, Kőhegy, Pockó [T.9—T.10]) két-három szinten előfordulnak!;
- felsőpannóniai-pliocén deltakavics (Gerecse: Kőpíte, Pest környék: Kerepestarcsa);
- felsőpannóniai-pliocén bazaltláva hegyláb felszínre települve (esetleg két szintre bontható) (Kabhegy, Somló-h, id.Pulai-Somhegy);
- 3. *Pliocén hegyláb felszínnek, édesvízi mészkőtakaróval*
  - pliocén hegyláb felszín (Bérbaltavárium—Ruscium alatt) helyenként lealacsonyodva kettős szintet képez (Dunántúli-középhegység peremén 360—220 m tszf-i övezetben);
  - pliocén (Bérbaltavárium—Unio wetzleris szint) édesvízi mészkövek hegyláb felszínén (T.9a); Gerecse-hg: Kőhegy;
  - pliocén (ruscini-csarnótai) édesvízi mészkőszintek hegyláb felszínén (T.9) Mastodon borsonival (T.8); (Budai-hg, Gerecse; süttői Haraszt-hegy, dunaszentmiklósi Meleges-hegy).
- 4. *Felsőpliocén kavics takarók, idős hordalékkúpok, édesvízi mészkőtakaróval*
  - VIII.sz. terasz édesvízi mészkővel (csarnótai); (Gerecse és Budai-hegység);
  - VII.sz. terasz — (alsóvillányi édesvízi mészkőtakaróval (T.7), felsővillányi, kislángi), (Gerecse-hg; Dunaalmás, Kemenesháti tanúhegyteraszok, Kandikőhegyi kavics takaró, Pest környéki idős hordalékkúp-kavicsok)

#### C/ NEGYEDIDŐSZAKI FOLYÓVÍZI TERASZOK, HORDALÉKKÚP-TERASZOK, ÉDESVÍZI MÉSZKŐSZINTEK

- VI.sz. terasz, édesvízi mészkőtakaróval fedve (T.6) (felsővillányi—kislángi, 1,8—1,5 Ma);
- V.sz.terasz (alsóbihari) édesvízi mészkőtakaróval fedve (T.5) (középsőbihari?) (fordított mágnesezettségű);
- IV.sz. terasz (felsőbihari — Tarkó—Vértesszőlősi szakasz, 350 ezer év) édesvízi mészkőfedővel. A terasz és az édesvízi mészkő rétegei normális mágnesezettségűek;
- III/b.sz. terasz édesvízi mészkőtakaróval borítva, 250 ezer éves (T.3b); Nyugati-Gerecse;
- III/a.sz. terasz, édesvízi mészkővel lefedve (T.3a); 190 ezer év (Budai-hg, Kiscell);
- II/b.sz. terasz (R-W), fedőben az édesvízi mészkővel, 125—70 ezer éves; (Gerecse és Budai-hg);
- II/a.sz. terasz édesvízi mészkővel (W<sub>3</sub>), kb. 26—12 ezer év;
- I.sz. ártér és édesvízi mészkő (holocén) kb. 11 ezer évtől napjainkig.

#### a) Neogénnél idősebb geomorfológiai szintek

A fenti sajátos tapasztalatok alapján körültekintőnek kellett lennünk, különösen az idős geomorfológiai szintek megítélésében és értelmezésében. Más helyen (PÉCSI M. 1970, 1984) már kifejtettük, hogy a Dunántúli-középhegységben azokat a mezozoós sasbérceket, amelyek felszínén trópusi őskarsztformák találhatók — toronykarszt bauxittal, felsőkréta, eocén, helyenként oligocén vékony fedőüledék alatt —, mezozoós trópusi tönkfelszín maradványoknak tekinthetjük. Ez az eróziós felszín, mint alapvető morfogenetikai szint, már a (középső) krétában létezett és többnyire a krétát követően, főként a terciér eltemetődés alatt, csekély kiemelkedéssel együttjáró részleges vagy teljes exhumálódása során, lényeges felszíni formaváltozást nem is szenvedett. A kréta időszaki



eróziós felszín egyes sasbérceken elfedve, máshol főleg exhumálva, vagy éppen fedetlenül eltérő magassági helyzetbe került, főként a harmad- és negyedidőszaki, a helyileg különböző mértékű tektonikus mozgások hatására. Miután a Dunántúli-középhegységet, legalábbis az oligocén nagy részében és a miocén elején, vastag üledék borította, ez idő alatt általános, eróziós felszínképződés, tönkösödés nem folytatható rajta.<sup>5</sup>

A harmadidőszaki eróziós-planációs felszínek tulajdonképpen sasbérc, ill. hegységperemi, lépcsős elrendezésű geomorfológiai szintek. A Magyar-középhegység egész vonulatában dominálnak a neogén marinus teraszok és a hegységperemi hegyláb felszínek, míg az eocénból és az oligocénból a hasonló genetikájú marginális eróziós felszínek nyomai, pl. a Gerecsében, csak lokálisak.

### *b) Neogén abráziós teraszok, hegyláb felszínek*

Eddigi vizsgálataink szerint jól fejlett neogén abráziós teraszokat a középsőmiocéntól — a kárpáti, bádeni és a szarmata emeletekből — ismerünk (1. táblázat). A Magyar-középhegység egyes neogén vulkáni hegységei peremén már a szarmatában képződött hegyláb felszín maradványokat is kimutattak (SZÉKELY A. 1970, PINCZÉS Z. 1970), a Dunakanyar menti andezit-vulkáni hegyek peremén pedig 400—500 m tszf-i magasságok között a bádeni marinus teraszt kavicsos mészkő kíséri.

A felsőmiocén pannóniai kori marinus teraszok általában két-három geomorfológiai szintet is képviselnek a Dunántúli-középhegység sasbérceinek peremén. Ezek mellett legalább két különböző korú kavicsos delta képződmény is azonosítható.

Ezek a geomorfológiai szintek azonban az egyes mezozoós sasbércek eltérő mértékű harmad-negyedidőszaki tektonikus mozgások miatt regionálisan különböző magassági helyzetűek. Sajátságos az is, hogy a szarmata, ill. helyenként az alsópannóniai abráziós teraszok maradványai is olykor alacsonyabb tszf-i magasságú helyzetben vannak, mint a felsőpannóniai abráziós teraszok (1. Budai-hegység, 2. ábra).

A neogén abráziós teraszok a Dunántúli-középhegységben általában alacsonyabb helyzetűek, mint a tetőhelyzetbe kiemelt őskarsztos sasbérc felszínek. Néhány esetben azonban a (felső-)pannóniai abráziós teraszok és e teraszokra rátelepülő, azokkal közel azonos korú édesvízi mészkövek helyenként a 400—500 m tszf-i magasra kiemelt és a paleogénban elfedett sasbércekre, ill. sasbércvonulatokra települnek (pl. a Budai-hegységben a Széchenyi-hegyen és a Szabadság-hegyen), máshol pedig olyan mezozoós őstönk felszíneken képződtek, amelyek utólag hegylábi lépcsős helyzetbe kerültek (Bálaton-felvidéken kb. 300 m tszf.).

<sup>5</sup> Korábban a trópusi jellegű peneplanációt a magyar középhegységekben a neogén végéig folyamatosnak tételezték fel. BULLA B. (1958, 1962) szerint a lépcsősen egymás alatt elhelyezkedő fedetlen mezozoós sasbérc felszínek, amelyeket tönkfelszínekként értelmezett, a neogén előtt és annak során formálódtak ki.



Az utolsó pannóniai abráziós terasz képződését követően a Magyar-középhegység peremén, a mezozoos sasbércek és a neogén vulkáni romhegyek medencék felé eső oldalain, a pannóniai tenger visszahúzódását kiváltó általános emelkedés következtében a széles hegységelőteri zóna is megemelkedett.<sup>6</sup>

Ebben a többnyire pannóniai üledékekből álló vagy azzal fedett övezetben — hasonlóképpen a Kárpát-medence hegységperemi övezeteiben máshol is — már a neogén utolsó, pliocén időszakában eróziós hegylábi felszín képződése indult meg. Ez a *hegy-lábfelszín-képződés* meglehetősen hosszú ideig tartott, mivel formálódásához a sajátos klimatikus és tektonikai feltételek is tartósan hatottak.

Már a hegylábfelszín-képződés első, kezdeti szakaszában is számottevő mértékben erodálódtak a (felső-)pannóniai rétegek. Mialatt ez a hegylábfelszín időszakosan stabilizálódott, rajta — a neogénre egyedülállóan jellemző marker — valódi vörösayag képződött. Már a vörösayag-képződés klimaxa idején is újabb és erős medencesüllyedés, ill. hegységkeret kiemelkedés mehetett végbe, amelynek következtében a vörösayaggal takart hegylábfelszín völgyközi hátakra darabolódott, s ma csupán foltszerű maradványait ismerjük. A neogén végi hegylábfelszín-képződés ezután már csak alacsonyabb szinten folytatódott tovább (2. táblázat).

A neogén végi magasabb hegylábfelszín képződése során — a valódi vörösayag kialakulását megelőzően, de annak folyamán is — az alpi-kárpáti hegységkeret felől érkező nagy folyók hatalmas homokos-kavicsos hordalékkúpot építettek (feltehetően a ruscini-csarnotai emelet idején) a medenceperemeken.

Jelenlegi ismereteink alapján a bazaltvulkánosság a magyar középhegységekben a felsőpannóniai emeletben indult meg, de jónéhány bazaltos erupció tufája, ill. lávája a neogén végi magasabb, ill. alacsonyabb hegylábfelszínekre, sőt az említett hordalékkúpokra is települt. Így az évmilliókig elhúzódó bazaltvulkanizmus felszíni produktumai eltérő magassági helyzetű és erodáltságú geomorfológiai felszínekre is települtek.

A felsőpliocén — iniciális — hegylábfelszín-maradványoknak, mint geomorfológiai szintnek a rekonstruálásához az is hozzátartozik, hogy formálódása idején is enyhén lejtős felszín volt, majd azt követően tektonikusan deformálódott, erózió által pedig alacsonyodott. A hegylábfelszín alacsonyabb szintje a negyedidőszak elején helyenként tovább is formálódhatott és a medencék peremi zónájában esetenként el is temetődhetett. Így a hegylábfelszínek a középhegység előterében többnyire két geomorfológiai szintet is képviselnek. A magasabb hegylábfelszín esetenként a felsőpannóniai marinus terasztól (abráziós színlőttől) indul ki, más esetben viszont eróziós szubmontán medence különíti el a hegységperemtől.

<sup>6</sup> A korai bazaltvulkáni tevékenység is tektonizmushoz kapcsolódott a Magyar-középhegységben.



### c) Negyedidőszaki teraszok

A Magyar-középhegység nagyobb áttöréses völgyeiben a neogén végi lépcsős heglábfelszínek és nagy hordalékkúpok formálódását folyóvízi teraszok sorozatának képződése követte. A középhegységet keresztező Duna völgyében pl. 6—8 terasz, ill. geomorfológiai szint jött létre (2. táblázat). Ezek kialakulása a negyedidőszak alatti maximálisan 150—200 m differenciált emelkedéssel és a ciklikusan ismétlődő éghajlat-változással hozható összefüggésbe (PÉCSI M. 1971). Helyenként a magasabb teraszok a későbbi periglaciális folyamatok hatására enyhe völgyi lejtőkké—krioplanációs völgyi pedimentekké alakultak át. Többnyire csak ott őrződtek meg, ahol édesvízi mészkő települt rájuk, amely megvédte őket a lepusztulástól.

## 4. Édesvízi mészkő előfordulások a geomorfológiai szinteken

A Dunántúli-középhegység mezozoós sasbérceinek a peremén az előzőekben ismertetett neogén geomorfológiai szinteket (marinus teraszok, heglábfelszínek) az esetek többségében ugyancsak az édesvízi mészkövek kemény és vastag rétegei védték meg a későbbi lepusztulástól.<sup>7</sup> A Dunazug-hegyvidéken belül — bizonyos összevonásokkal is — a Gerecsében 10, a Budai- és Pilis-hegységben pedig 12 geomorfológiai szintet borítanak be (2., 3. ábra).

A geomorfológiai szinteket fedő édesvízi mészköveket két csoportba soroltuk (PÉCSI M.—SCHEUER GY.—SCHWEITZER F. 1982, 1984):

a) Az abrázióst eraszokat és a heglábfelszíneket borító nagyobb kiterjedésű édesvízi mészkő sorozat (250—500 m tszf.);

b) A völgyoldali teraszokra települő édesvízi mészkő sorozat (107—250 m tszf.).

Ennek az egyedülálló geomorfológiai-geológiai helyzetnek a maga nemében páratlan denudációs kronológiai jelentőséget tulajdonítottunk. Feltételeztük ugyanis, hogy a felső neogén és a kvarter felszínfejlődésének hiánytalan időbeli rekonstrukcióját segíti elő. Ezért az elmúlt két évtized kutatási programja során, a lépcsős, ill. teraszos elrendezésű édesvízi mészkőelőfordulások korának megállapításához, az idevonatkozó földtani, rétegtani, paleontológiai, geomorfológiai kutatási eredmények figyelembe vétele mellett, paleomágneses és más abszolút kronológiai (Th/U, ESR, C<sub>14</sub>) vizsgálatokat is elvégeztettünk. E kutatási programhoz a magyar résztvevők mellé nemzetközi teamek is csatlakoztak (PÉCSI M. és társai 1985).

<sup>7</sup> Az édesvízi mészkövek általában az egykori erózióbázis szintjében fakadó meleg karsztforrások vizéből rakódtak le. Esetenként korjelző faunát is megőriztek.



2. táblázat. A Dunántúli-középhegység későneogén - antropogén teraszai és édesvízi mészkőszintjei  
(PÉCSI M.—SÁG L. 1987)

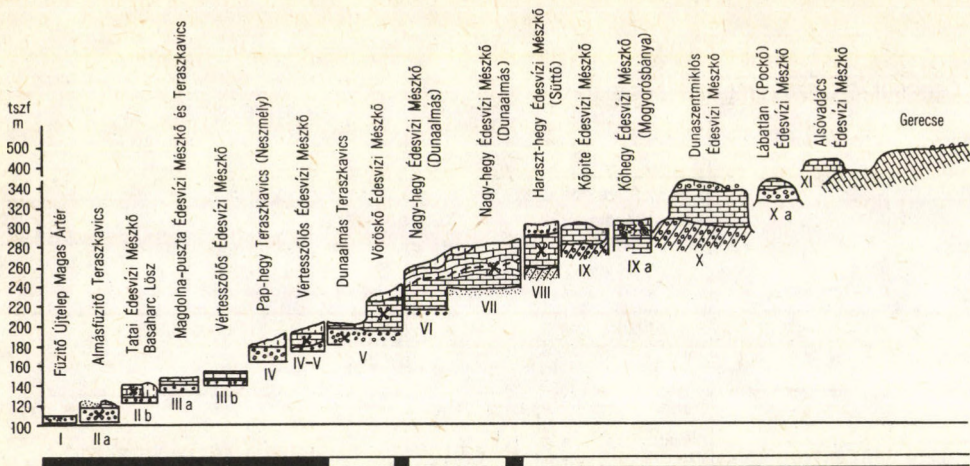
Idő- szak	KORBEOSZTÁS						FEKVŐ	ÉDESvíZI MÉSzkŐ			
	Kor	Alkor, korszak		Alkorszak	Rétegtani szint	Abszolút kor Ma	Terasz- szint	tszf.m	Szint	Típuskifejlődés	
ANTROPOGÉN (NEGVEDIDŐSZAK)	HOLOCÉN	ÚJ			óholocén		t <sub>I</sub>	90	T <sub>1</sub>	Fényesforrás Fűzitő Ártérkavics Római - fürdő	
		Ó				T <sub>2a</sub>					
	PLEISZTOCÉN	FELSŐ	PILISI	Szántói	würm vége	0,011	t <sub>IIa</sub>	107	T <sub>2b</sub>	Almásfűzitő Kavics Tatatóváros	
				Solymári	riss/würm	0,1 - 0,127	t <sub>IIb</sub>	120			
					riss vége	0,135	t <sub>IIIa</sub>	130	T <sub>3a</sub>	Magdolnapusztá	
					riss eleje	0,19	t <sub>IIIb</sub>	140	T <sub>3b</sub>	Óbuda	
		KÖZÉPSŐ	BIHARI	Mosbacher	mosbacher, M - R, M	0,35 - 0,5	t <sub>IV</sub>	150 - 160	T <sub>4</sub>	Vértesszőlős Paphegy Kavics	
				Cromeri	cromeri menapi waali G,D	0,73 - 1,5					
		ALSÓ	VILLÁNYI	Kislángi	felsőkislángi	1,5 - 1,8	t <sub>VI</sub>	190 - 210	T <sub>6</sub>	Dunaalmás	
				Beremendi	kislángi Tegelen beremendi Biber	2,2 - 2,4	t <sub>VII</sub>	220 - 240	T <sub>7</sub>	Dunaalmás	
NEOGÉN	PLIOCÉN	FELSŐ	Romániai	VILLAFRANCAI			p <sub>1</sub>	270	T <sub>8</sub>	Süttő	
							P <sub>2</sub>	360 - 380	T <sub>9</sub>	Mogyorósbánya	
		ALSÓ	Daciai	BARÓTI	Csarnótai	csarnótai					
	MIOCÉN	FELSŐ	Pontuszi	BALTAVÁRI	Bérbaltavári			M <sub>t1</sub>	420	T <sub>10</sub>	Széchenyi - hegy
					Hatvani						
					Sümegei						
					Csákvári						
		Pannóniai	EPPELSHEIMI	Rhenohassi	monaciai		M <sub>t3</sub>	480	T <sub>12</sub>	Szabadság - hegy	
				Bódvái							
	Monaciai										



ELŐFORDULÁSAI AZ EGYES HEGYSÉGEKBEN

Bakony	Vértes	Gerecse	Pilis	Budai-hg.
		Tata - Fényesforrás Almásfüzitő ártér		Római - fürdő
	Szár Kavics	Almásfüzitő, Tata		Óbuda RADELKIS
		Mária - Magdolna - puszta, Vértesszőlős község		
		Vértesszőlős temető		Óbuda Kiscell
Tápszentmiklós Kavics	Pusztavám Kavics	Vértesszőlős paleolit - lelőhely  Paphegy Kavics	Budakalász Verebesdűlő	Budavár  Ördögárok Kavics
		Vöröskő Gerecse Teraszkavics	Ürömhegy	
		Dunaalmás Nagyhegy Szomód		
		Dunaalmás Római kőbánya	Budakalász Monalovác	Szemlőhegy
		Süttő Haraszt-hegy, Neszmély Meleg-hegy, Gyűrűspuszta		
		Mogyorósbánya Kőhegy, Kőpíte		
Nagyvázsony, Várpalota Kálvária-domb		Póckő, Dunaszentmiklós Öreghegy		Széchenyi - hegy Svájci út
	Csákvár Murva- domb abr. kavics	Alsóvadács, Margit-hegy		Csillebérc Úttörőtábor, Csillagvizsgáló I.
	Csákvár Haraszt- hegy abr. kavics			Szabadság - hegy Hármaskúttető





3. ábra. Geomorfológiai szintek a Gerecse előterében (Szerk.: PÉCSI M. — SCHEUER GY. — SCHWEITZER F. 1988). — I = magasártéri szint fatörzs-maradvánnyal, kora 11 ezer év; II/a = első ármentes terasz *Elephas primigenius* fog maradvánnyal, kora: utolsó glaciális felső harmada; II/b = második terasz lösszel vagy édesvízi mészkővel fedve, amely az utolsó interglaciális végéről származik; III/a—III/b = harmadik számú teraszok, édesvízi mészkővel fedve (a teraszok kora riss I. ill. riss II. lehet, az édesvízi mészkő 135 ill. 190 ezer év); IV = negyedik számú terasz lösszel fedve, feltehetően mind glaciális korú; IV—V = idős (patak) hordalékkúp-terasz édesvízi mészkőtakaróval (M1, M2), felsőbihari fauna- és alsópaleolit ősemberi lelettel: feltehetően günz-mindel korú; V = alsópleisztocén dunai teraszok: 0,73 M évnél idősebb, vastag édesvízi mészkővel fedve, a B/M határral; VI—VII = hatodik-hetedik sz. Duna-terasz, vastag édesvízi mészkőtakaróval és felsővillányi (kislángi) faunával: abszolút koruk kb. 1,4—1,8 M év. A VII. sz. terasz feltehetően már pliocén korú; VIII—IX—IXa = pliocén hegyláb felszínnek vastag édesvízi mészkővel, a IXa szint édesvízi mészkőjében pliocén csarnóitai faunával; X—Xa—XI = pontusi (felsőmiocén) tengerparti teraszok vastag édesvízi mészkővel: a X. sz. édesvízi mészkőben *Unio wetzleri* kagylókkal, ennek kora legfelső pontusi

A geomorfológiai felszíneken települő édesvízi mészkőszintek abszolút és relatív kormeghatározásának eddigi kutatási eredményeiről ez alkalommal az 1. és 2. táblázatban adunk összefoglaló tájékoztatást, s az irodalomjegyzékben utalunk a témakörben megjelent újabb publikációkra és a még közzé nem tett fontosabb vizsgálati adatokra (PÉCSI M.—SCHEUER GY.—SCHWEITZER F. 1988).

### 5. Harmad - negyedidőszaki határkérdések

Magyarországon is és több európai országban újabb törekvések vannak a neogén-kvarter (pliocén-pleisztocén) határ megállapítására, ennek ellenére az álláspontokban és a kritériumokban mindmáig jelentős eltérések mutatkoznak, egy-egy országon belül is. A plio-pleisztocén határkérdéssel foglalkozó nemzetközi stratigráfiai bizottság annak elfogadtatására törekszik, hogy a szóban levő időszak határát abszolút kronológiai értelemben 1,8 millió évre terjesszék ki. Lehet, hogy ez az időhatár egy kompromisszum



eredménye lesz, bár magyarországi, sőt, mondhatjuk Kárpát-medencebeli viszonylatban geomorfológiai, litosztratigráfiai, biosztratigráfiai szempontból sem képvisel elég markáns és határozott földtörténeti-felszínfejlődési változást.

— Litosztratigráfiai szempontból markáns határnak tekinthető a Kárpát-medencében pl. a valódi löszformáció alsó határa, amelyet paleomágneses vizsgálatokkal közel 0,9 millió évre datáltunk (PÉCSI M. — PEVZNER M. A. 1974, MÁRTON P. 1979).

— A magyarországi valódi löszformáció alatt olyan átmeneti jellegű szubaerikus üledékek — löszszerű vályogok, majd — mediterrán jellegű — vörös színű talajok és tarka agyagok sorozata telepszik, amely már neogén paleogeográfiai körülményekre utal. Különösen jellemző az e sorozat alsó részében előforduló valódi vörösagyag összetétel, amely kétségtelenül szubtrópusi klíma produktuma.

— A valódi vörösagyag-keletkezés klimaxának korát a geomorfológiai, rétegtani helyzet, valamint a paleomágneses adatok alapján a Gilbert korszak elejére (4,5—5,0 M év B.P.) tehetjük (*1. táblázat*), annak ellenére, hogy a vörösagyagok képződésének kezdeti nyomait a Kárpát-medencében már a 7—8 M évek közé visszanyúló Sümegiumban is megtaláljuk, a szárazulatra kerülő abráziós teraszra települve és édesvízi mészkővel lefedve (PÉCSI M.—SCHEUER GY.—SCHWEITZER F. 1988).

Az Alföldön a dévaványai fúrás szelvényében kerekén 900 és 1100 m között többször ismétlődő vörösagyag betelepülések a paleomágneses vizsgálatok szerint a Gilbert elejét, sőt az 5. paleomágneses korszakot is felölelik (RÓNAI A. 1983, 1985a, 1985b). A valódi vörösagyagoknál fiatalabb vörös és lilás talajok ill. tarkaagyagok egy részének sorozata viszont felnyúlik a Gauss korszakba és záródik a Matuyama első felében (cca. 2,0—2,2 M év).

*Litogenetikai értelemben ez a dátum a Kárpát-medencében is képviselhetné az átmeneti jellegű eopleisztocén alsó határát a pliocén felé, tehát egy kompromisszumos N/Q határt.* Hegységi előterekben az USA-ban 2,2 M éves morénát is kimutattak (EASTERBROOK, BROOK, D.J. és BOELLSTROFF, J. 1982).

— Célkitűzésünk e helyen elsősorban az, hogy a geomorfológiai *szintek segítségével, ill. azok értelmezésével* jelöljük meg a feltételezhető pliocén-pleisztocén határt.

— A pannóniai abráziós szinteket (Mt<sub>1</sub>, Mt<sub>2</sub>, Mt<sub>3</sub>), ill. a rájuk települő idős édesvízi mészkő előfordulásokat (T<sub>10</sub>, T<sub>11</sub>, T<sub>12</sub>), a tengerparti kavicsos deltákat az újabb mio-pliocén határmegvonás (5,4 M év) értelmében már a felsőmiocénba soroljuk.

— A legtöbb esetben édesvízi mészkővel takart (T<sub>9</sub>, T<sub>10</sub>) magasabb hegylábfel-színeken pedig, amelyeken helyenként a valódi vörösagyag maradványai is megtalálhatók, a pliocén első felében képződöttnek ítéljük. Ide sorolhatónak véljük az ún. fluvio-lakusztikus (Gödöllő típusú) homok, ill. kavicsos Duna-delta képződmények egy részét is. Az előbbi helyenként vörösagyaggal, az utóbbi pedig bentonit fedőréteggel is jellemzett.

— Ugyancsak a pliocénba, de annak második felére datáljuk a VIII. és VII. számmal jelölt teraszok és a rájuk települő 8. sz. édesvízi mészkő előfordulások kialakulását.



Az ún. alacsonyabb hegylábfelszín-képződés jelentős részben szintén a felsőpliocénra esett. Ennek ui. a *Tapirus* sp., *Mastodon borsoni* lelettel, vörös és lilás talajokkal jellemzett korrelatív üledéke nagyobb részben a Gauss korszakhoz sorolható (KRETZOI M. és társai 1982). Az alacsonyabb hegylábfelszínnek a képződése azonban folytatódott az alsópleisztocénban is.

— Eddigi adataink szerint úgy tűnik, hogy a VI.sz. terasz képviselheti az átmenetet a plio-pleisztocén határon. A Dunántúli-középhegység ÉK-i szárnyán elhelyezkedő Gerecsében a VII.sz. teraszra települő vastag édesvízi mészkő (N<sup>o</sup>7) vörös talaj réteget zár magába, melyből felsővillányi-kislángi faunatársaság került elő. A travertino összlet teljes szelvényben fordított mágnesezettségű (Matuyama alsó része, 2,0 M év?)

— Az V.sz.Duna-terasz — a középhegységi szakaszon — a rátelepülő édesvízi mészkővel együtt már a *legalsó pleisztocént* — *Alsóbihariumot* — képviselheti. A fedő travertino közel 25 m vastag, felső kétharmad része fordított, az alsó egyharmad része normális polaritást adott. Így a fedő összlet egésze MÁRTON P. (1979) paleomágnese elemzése szerint feltehetően a Matuyama korszak végén, ill. a Jaramilló esemény alatt képződött (0,73—0,9 M év).

— A IV.sz.terasz és a nála fiatalabbak, a rájuk települő édesvízi mészkő fedőkkel együtt, már mind a Brunhes paleomágnese korszak során képződtek, tehát 0,73 M évnél fiatalabbak (1. táblázat és G. J. HENNIG és társai 1983, KRETZOI M.—PÉCSI M. 1979, PÉCSI M. és társai 1984).

— A VIII. és VII.sz.teraszokat, ill. nagy hordalékkúp-teraszokat, melyek a hegységi előterekben egy kavicstestet is képeznek, a medencék felé pedig az V. és VI.sz. teraszokkal is konvergálnak, nehéz egymástól elkülöníteni. Ez az oka annak, hogy korábbi korbeosztások alapján ezeket együtt a pliocénba, egyes törekvések (MÁFI negyedkor táblázat) szerint pedig inkább a negyedidőszakba sorolják. Az idősebb panóniai időszaki deltakavicsoktól való elkülönítés miatt a további kutatások és egyeztetések e kérdésben nélkülözhetetlenek.

— Ma már ugyanis nem tartható az a korábban általános nézet, hogy a hegységkeret felől a Kárpát-medencébe benyomuló kavicsos hordalékkúpok lerakódását mind a pleisztocén kezdetével kellene kapcsolatba hozni.

Ugyancsak nem sorolhatók a negyedidőszakba azok a valódi vörösayagok sem, amelyek a teresztrikus felsőpannon — Sümegium —, a posztpannon hegylábfelszín maradványokra, vagy, a valódi löszformáció alatti szubaerikus vörös talajok és tarka agyagok bázisában, rendszerint a felsőpannoniai üledékekre települnek. Ezek az uralkodóan montmorillonittal és számottevő kaolinnal jellemzett vörösayagok igen erős szubtrópusi málláson mentek át. Több helyen bentonittá mállott vulkáni hamu vagy tufa rétegekre (Tengelic, Gyöngyösvisonta, Hatvan, Bag) települnek (JÁMBOR Á. és társai 1982, PÉCSI M. 1985, SZOKOLAI GY. 1982).



A fentebb kifejtett denudációs kronológia a Magyar-középhegység geomorfológiai szintjeiről több évtizedes megfigyeléseken alapszik, és a szélesebb, hazai és külföldi specialistákból álló interdiszciplináris munkaközösség tevékenységére támaszkodik<sup>8</sup>, s így talán több, mint munkahipotézis.

Az eddigi közreműködésért, sok segítségért a munkaközösség tagjainak hálát köszönetünket fejezzük ki, tudva azt, hogy még tovább kell munkálkodni, és az adatokat más műhelyek és felfogások képviselőivel egyeztetni kell.

## IRODALOM

- BULLA B. 1958. Néhány megjegyzés a tönkfelszín kialakulásának kérdésében. — Földr. Ért. 7. 3. pp. 257-274.
- BULLA B. 1962. Magyarország természeti földrajza. — Akad. K. Budapest, 423 p.
- EASTERBROOK, D. J. — BOELLSTROFF, J. 1982. Paleomagnetism and chronology of Early Pleistocene tills in the Central United States. — Quaternary glaciations in the Northern Hemisphere. International Geological Correlation Programme. Project 73/1/24. Report No 8 on the session in Kyoto, 1981. Kyoto, INQUA. pp. 40-66.
- HENNIG, G. J. — GRÜN, R. — BRUNNACKER, K. — PÉCSI, M. 1983. Th-230/U-234 sowie ESR-Alterbestimmungen einiger Travertine in Ungarn. — Eiszeitalter u. Gegenwart. 3. pp. 9-19.
- JÁMBOR Á. — HALMAI J. — RAVASZNÉ BARANYAI L. — VETŐ I. 1982. A Tengelic 2. sz. fúrás földtani eredményei. — MÁFI Évkönyve LXV. Alapfúrások. Tengelic 2. Műsz. K. Budapest. pp. 3-112.
- KRETZOI, M. — PÉCSI, M. 1979. Pliocene and Pleistocene development and chronology of the Pannonian Basin. — Acta Geol. Hung. 22. 1-4. pp. 3-33.
- KRETZOI, M. — PÉCSI, M. 1982. Pliocene and Quaternary chronostratigraphy and continental surface development of the Pannonian Basin. — Quaternary Studies in Hungary. Geogr. Res. Inst. Hung. Acad. Sci. Budapest. pp. 11-42.
- KRETZOI, M. — MÁRTON, P. — PÉCSI, M. — SCHWEITZER, F. — VÖRÖS, I. 1982. Pliocene-Pleistocene piedmont correlative sediments in Hungary. — Quaternary Studies in Hungary. Geogr. Research Inst. Hung. Acad. Sci. Budapest. pp. 43-73.
- MÁRTON, P. 1979. Paleomagnetism of the Paks brickyard exposures. — Acta Geol. Hung. 22. 1-4. pp. 443-449.
- MEZŐSI, G. 1984. Relief types and geomorphological surfaces on the interfluvium of the Sajó and Bódva rivers. — Acta Geographica Szegediensis, Szeged, Tom. XXV. pp. 73-96.
- PÉCSI, M. 1970. Surfaces of planation in the Hungarian mountains and their relevance to pedimentation. — Problems of relief planation. Studies in Geography in Hungary, 8. Akad. K., Budapest, pp. 29-40.
- PÉCSI, M. 1971. The development of the Hungarian section of the Danube Valley. — Geoforum. 6. pp. 21-32.
- PÉCSI, M. 1975. Geomorphological evolution of the Buda Highland (Hungary). — Studia Geomorphologica Carpatho-Balkanica, Kraków, 9. pp. 37-52.
- PÉCSI, M. 1978. The geomorphological maps of Hungary. — International Conference on Geomorphological Mapping. Geogr. Res. Inst. Hung. Acad. Sci., Budapest. pp. 219-233.

<sup>8</sup>BIDLÓ G., JUHÁSZ Á., KRETZOI M., MÁRTON P., RÓNAI A., SCHWEITZER F., SZOKOLAY GY. magyar részről; BRUNNACKER, K., LINDSAY, E.H., OPDYKE, N.D., MENSCHING, H., PEVZNER, M.A. a külföldi specialisták közül.



- PÉCSI, M. 1980. Erläuterung zur geomorphologischen Karte des Atlases der Donauländer. — Österreichische Osthefte. 22. 2. pp. 141-167.
- PÉCSI, M. 1984. Interpretation principle of geomorphological horizons. — Melanges offerts à A. Journeaux. Caen, pp. 233-241.
- PÉCSI, M. 1985. The Neogene red clays of the Carpathian Basin. — Problems of the Neogene and Quaternary. Studies in Geography in Hungary 19. Akad. K. Budapest, pp. 89-98.
- PÉCSI M. — PEVZNER, M. A. 1974. Paleománéses vizsgálatok a paksi és a dunaföldvári löszösszletekben. Földr. Közl. 22. (98.) 3. pp. 220-224.
- PÉCSI, M. — SCHEUER, Gy. — SCHWEITZER, F. 1982. Geomorphological and chronological classification of Hungarian travertines. — Quaternary Studies in Hungary. Geogr. Res. Inst. Hung. Acad. Sci. Budapest, pp. 117-133.
- PÉCSI, M. — SCHEUER, Gy. — SCHWEITZER, F. 1984. Plio-Pleistocene tectonic movements and the travertine horizons in the Hungarian Mountains. — Studia Geomorphologica Carpatho-Balcanica. 17. pp. 19-27.
- PÉCSI, M. — SCHEUER, Gy. — SCHWEITZER, F. 1988. Neogene and Quaternary geomorphological surfaces and lithostratigraphical units in the Transdanubian Mountains. — Paleogeography of Carpathian Regions. Geogr. Res. Inst. Hung. Acad. Sci. Elmélet — Módszer — Gyakorlat 47. pp. 11-91.
- PÉCSI, M. — SCHEUER, Gy. — SCHWEITZER, F. — HAHN, Gy. — PEVZNER, M. A. 1985. Neogene—Quaternary geomorphological surfaces in the Hungarian Mountains. — Problems of the Neogene and Quaternary. Studies in Geography in Hungary 19. Budapest. Akad. K. pp. 51-63.
- PINCZÉS, Z. 1970. Planated surfaces and pediments of the Bükk Mountains. — Problems of relief planation. Studies in Geography in Hungary, 8. Budapest. Akad. K. pp. 29-40.
- RÓNAI A. 1983. A Körös-medence földtörténete a negyedkorban. — Földt. Közl. 113. pp. 1-25.
- RÓNAI, A. 1985a. Limnic and Terrestrial Sedimentation and the N/Q Boundary in the Pannonian Basin. — Problems of the Neogene and Quaternary in the Carpathian Basin. — Akad. K. Budapest, pp. 21-51.
- RÓNAI A. 1985b. Az Alföld negyedidőszaki földtana. — Inst. Geol. Hung. Budapest. 436 p.
- SZÉKELY, A. 1970. Land forms of the Mátra Mountains and their evolution with special regard of surfaces planation. — Studies in Geography in Hungary, 8). Budapest. Akad. K. pp. 29-40.
- SZOKOLAY, Gy. 1982. Pliocene and Pleistocene formations in the opencast mine in the Mátra Foothills. — Quaternary studies in Hungary. Geogr. Res. Inst. Hung. Acad. Sci. Budapest, pp. 75-82.
- WEIN, Gy. 1978. Alpine-type tectogenesis of the Carpathian Basin. — Annual Reports of the Hungarian Geological Institute of 1976. Műszaki K., Budapest, pp. 245-256.



## A magyar középhegységek lepusztulásszintjei, különös tekintettel a pedimentképződésre \*

### 1. Hegységi lepusztulásformák alakulása

A különböző szerkezeti jellegű és korú magyar középhegységek legnagyobb és legjellemzőbb destrukciós formatípusai a mai tetőrégiók, a hozzájuk kapcsolódó hegyláb felszíni lépcsők, valamint a hegységeket széles sávban övező hegyláb felszínek.

A legfelső kiterjedt lepusztulásfelszín legutóbb a trópusi tönkfelületképződés folyamatával magyarázták (BULLA B. 1958, 1962). Eszerint a felszínen lévő ókori és másodidőszaki hegyeken a felsőkrétától a középsőmiocénig folyamatos trópusi tönkösödés ment végbe (az első tönkösödési periódus a miocénben ért véget), mely BULLA B. szerint kiterjedt az újharmadidőszakig még felszínen álló ősi kristályos alaphegység területére is. Ekkor még nem alakult ki a medenceállapot, hanem a domborzati kép a mainak éppen ellenkezője volt.

Szerintem a magyar középhegységek hullámos tetőszintje nem igazi peneplén, hanem inkább *pediplén*ként értelmezhető. E hegységek tetőszintjén előforduló teraszterikus kavicstakarók, ill. foszlányaik petrográfiai összetétele arra utal, hogy a környező elsüllyedt ősi kristályos hegységekről kerültek a lehordási területre, amikor a mai középhegységek még az előbbieknél hegységi előterei, *pediplén*jei, ill. helyenként csupán *pediment*jei voltak. A hegységperemi lepusztulásszintek száma és relatív helyzete a fiatal — miocén — vulkanikus hegységekben és az idősebb — mezozoós vagy paleozoós — röghegységekben általában azonos. A középhegységek egyes tagjainak eltérő magasságú tetőfelszínét két keskeny sávú peremi lepusztulásszint, „hegyláb felszín lépcső” övezi. A peremi hegyláb lépcsőket az alsó- és középső pannóniai tengerszint felé kialakult hajdani hegyláb felszínek maradványaiként értelmezte PÉCSI M. (1964), melyek a pliocén-pleisztocén kori általános és szakaszos emelkedés során keskeny, hegységperemi lépcsőkké alakultak át.

Igaz, kétségtelen bizonyítékokkal is rendelkezünk arra nézve, hogy a magyar középhegységeken — elsősorban a másodidőszaki mészkőből és dolomitból álló blokkokon — a mezozoikum végétől (kréta — alsóeocén között) trópusi tönkösödés ment végbe. A trópusi klíma hatására képződött kúpkarasztos formák és a környéküket borító laterit-

\*Surfaces of Planation in the Hungarian mountains and their Relevance to Pedimentation. — Studies in Geography in Hungary 8. pp. 29-40. Akad. K. Bp. 1970.



bauxit képződmények azonban mindenütt a sasbérce hegységek előterében, ill. árkosan besüllyedt helyzetben eocén mészkőtakaróval befedetten, tehát *kriptotönk formájában* lelhetők fel. A medencék alá mélyen eltemetett kristályos masszívum trópusi tönkösödésére természetesen joggal következtethetünk, de azok felszínéről és korrelatív üledékeiről a mélyfúrások eddig meglehetősen gyér és bizonytalan információkat nyújtottak.

A Bakonyban, a legnagyobb kitejedésű és szerkezetileg és domborzatilag erősen tagolt középhegységeinkben megvizsgáltuk a lepusztulás módjára utaló korrelatív üledékek, lateritek-bauxitok, ezek áthalmazott változatai, kavicstakarók és más korrelatív üledékek térbeli helyzetét a sasbércekhez és árkos medencékhez viszonyítva. Azt találtuk, hogy a trópusi tönkösödés — a kréta korban — a legnagyobb valószínűséggel kiterjedt az egész Bakony-hegységre.

a) Eredeti trópusi tönkfelszínnek csak azokon a blokkdarabokon maradtak meg, amelyek az eocénben megsüllyedtek, mészkőtakaró fedte be őket, és a későbbiek során sem emelkedtek ki annyira, hogy az üledéktakaróval együtt lecsonkolódtak volna, sőt egyes típusaik a harmadidőszak során tovább is süllyedtek és helyükön medencék alakultak ki. Ezek csoportjait nevezzük *kriptotönkök*nek.

b) A sasbércek egy másik része — *alacsony küszöb, vagy hegyláb felszíni helyzetben* fekvő — oly mértékig lecsonkolt trópusi tönkfelszíni maradvány, hogy a felszínen foltokban, vagy a kőzetrepedésekben még megfigyelhetők a trópusi laterit, vörös agyagos málladék nyomai, ill. foltjai (Sümeg—Tapolca közti hát, Balaton-felvidék és Déli-Bakony egyes részei). E felszíneken foltokban vagy nagyon elszórtan harmadidőszaki kavics is előfordulhat (gyakori a vörösre színeződött kvarcit), jelezvén azt, hogy a trópusi letarolódást pedimentáció váltotta fel.

c) A harmadik típusba a *szemiexhumált sasbércek* tartoznak. Felszínüket kiemelt helyzetük ellenére is vastagabb laza üledékek — kavicstakarók — borítják (Farkasgyepű). A kavicstakarók alatti trópusi tönkmaradvány meglehetősen lecsonkolódott, feltehetően a felsőmiocénig tartó pedimentálódás hatására.

d) *Tetőhelyzetbe kiemelt*, feltehetően trópusi tönkfelszín maradványok (Kőrös-hegy, Papod—Tési-fennsík stb.) ma már semmiféle trópusi formamaradványt vagy korrelatív üledéket nem hordanak magukon. Viszont környezetükben alacsonyabb szinteken (450—500 m a tszf.) és a száraz völgykijáratokban (200—250 m) trópusi vörösayag foltok fordulnak elő. Úgy látszik, ezek a belső-kárpáti, ill. magyar középhegységek az óharmadidőszaki pediplanáció során enyhén környezetük fölé magasodó felszínek voltak. Hogy pediplanálódtak, vagy trópusi, féltrópusi mállásos tönkösödéssel pusztultak-e tovább, arra adataink még nem elegendőek, és nem is egyértelműek.

e) Ismereteseek ugyanis *exhumált tetőhelyzetben lévő, epigenetikusan pediplénésedett — vagy pedimentált — trópusi tönkök is* (Budai-hegységben, Pilisben, Cserhátban), amelyek az ún. infraoligocén denudáció idején kavicskonglomerátum takaróval fedődtek be, majd fiatalon, a harmadidőszak végén, ill. a negyedidőszak során emelkedtek ki. Közülük a Budai-hegységben egyes tetőhelyzetben lévő exhumált tönkök még felsőpannoniai édesvízi mészkőtakarót is viselnek.

A középhegységekben, azok peremén lévő harmadidőszaki kavicsos korrelatív üledékek tanúsága szerint (alsóoligocén kavicskonglomerát, felsőoligocén kavicsos homok, alsómiocén anomias kavicsok, középsőmiocén kavicsok) a trópusi tönkösödés nem lehetett folyamatos — a felsőkrétától a középsőmiocénig —, mint azt BULLA B. leírta. A durvább, kavicsos üledékek inkább a pedimentképződés folyamatára utalnak. Trópusi, ill. szubtrópusi mállásra utaló harmadidőszaki korrelatív kaolinos, tarka-, ill. vörösayag-üledék az eocén, középsőoligocén és miocén egyes időszakaiból maradt vissza. Ezek az adatok arra utalnak, hogy a harmadidőszak során a tektonikus mozgásoktól befolyásolt változó domborzaton a lepusztulás csak egyes szakaszokban mehetett végbe trópusi tönkösödéssel, a ránk maradt formákból ítélve a pedimentációnak (pedi-



planációnak) erősebb és többször visszatérő hatása szakította azt meg. Míg végül a fiatal harmadidőszakban a pannóniai tengertől elszigetelt hegységek peremén és a pannóniai tenger elvonulása után különböző magasságra kiemelt egyes hegységek körül a pedimentáció vette át a fő szerepet a peremi elegyengetett síkok kialakításában.

## 2. A magyarországi hegylábfelszínek jellemzése

Az egyes hegységek, sasbércек általában keskenyebb — helyenként szélesebb — hegylábi lépcsőit nagy kiterjedésű lankás lejtő, „hegylábfelszín” kapcsolja a környező medencék felszínéhez. A középhegységeket övező hegylábfelszínek igen különböző szélességűek. Helyenként, ahol a középhegységekhez dombsági előterek kapcsolódnak, ott szélességük eléri, sőt meg is haladja a 10 km-t. Ilyen esetekben a hegylábfelszín lejtése csupán néhány fok.

A hegylábfelszíneket gyakran kevésbé görgetett, közeli származású — elszórt — durva törmelék borítja, melyet fiatalabb korú lejtős lösz, lejtős vályog fedhet be.

A hegylábfelszíneken található természetes és mesterséges feltárásokból megállapítható, hogy azok szintén nyesett felszínek. A magyar középhegységek peremén a Kárpát-medencét utoljára előntő pannóniai beltenger — homokos és agyagos — képződményei általában 250—350 m tszf-i magasságig mutathatók ki. A hegylábfelszínek középhegységeink előterében ezeket a miocén rétegeket általában 350—200 m-ig enyhén lejtő szintre nyelik el a harmadidőszaki idősebb képződményekkel együtt, sőt nem ritkán a mezozóos és esetenként a paleozóos képződmények is egyazon hegylábfelszín nívójára tarolódtak le.

Az általános lejtésiránynak megfelelően a felszínbe teraszos folyóvölgyek és tágas, vízfolyás nélküli teknővölgyek — deráziós völgyek — mélyülnek, melyek az ilyen hegylábfelszíneket a hegylábától távolodva újszerűen szétágazó hosszanti szélesebb-keskenyebb oldalgerincekre tagolják fel. A Magyar-középhegységet átszelő folyóvölgyekben — Duna-völgy, Ipoly-völgy, Hernád-völgy, Zagyva-völgy — a legmagasabb teraszokhoz kapcsolódó hegylábfelszínek viszont keskenyebbek, de lejtésük az előbbiekénél nagyobb, elérheti a 6—8°-ot is.

A Duna-völgy magyarországi középhegységi szakaszán keskeny lepusztulásszint, „hegylábfelszín” fut ki és símul a Duna legmagasabb — (mio-pliocén) — VIII-VII.sz. teraszaihoz, ill. a Budapest környéki legidősebb hordalékkúp felszínéhez (PÉCSI M. 1959). Ez utóbbihoz hasonló helyzet figyelhető meg az Alpok K-i előterében, a Kisalföld és a Grazi-medence peremén, ahol igen széles a hegylábfelszín, amelynek alsó szegélyére az alpi előteri folyók hordalékkúp-teraszának kavicsa rakódott rá (J. FINK 1960, PÉCSI M. 1961). A Duna és mellékfolyói a medenceperemeken kavicsos-homokos deltaképződményeket raktak le az egyre zsugorodó pannóniai beltengerbe.



### 3. Hegylábfelszínek kora

A hegységek előterében azok a hegylábfelszínek voltak a kiindulási felszínei a pliocén végi-pleisztocén kori völgyképződésnek, amelyek a legmagasabb folyóvízi teraszokhoz erősebb vagy enyhébb lejtővel szorosan kapcsolódnak. A hegylábfelszíneknek ez a geomorfológiai helyzete egyúttal bizonyos időhatárral kialakulásuk korát is jelzi. A legidősebb, legmagasabb folyó- (Duna-) teraszokhoz (VIII-VI.sz. teraszok) kapcsolódó hegylábfelszínek idősebbek, mint e teraszok, melyek korát a legfelső pliocénbe, ill. a pregünz időszakra helyeztük (PÉCSI M. 1959, J. FINK 1960), viszont fiatalabbak, mint azok a pannóniai rétegek, amelyeket enyhe lejtővel elnyesnek, kialakulásukat tehát a pliocénba kell helyezniünk, azért is, mert pl. a Budai—Pilisi-hegység peremén az e szinteken települt édesvízi mészkő- (travertínó-) takarók korát szintén felsőpliocén véginek, ill. pregünz korinak határozták meg (SCHRÉTER Z. 1951, KRETZOI M. 1953). Más esetekben a hegylábfelszínektől nyesett felsőpannóniai üledékeken vörösiszap foszlányok figyelhetők meg, melyek alatt 0,5 m vastag homokos mészkőpad cementálódott össze (Gödöllői-dombság).

### 4. A pliocén hegylábfelszínt kialakító folyamatok

A világhírű baltavári faunalelőhelyről (SÜMEGHY J. 1923) előkerült hiúz, teve, párdac, oroszlán, strucc, őzsiráf, ősló (Hipparion) stb. arra utalnak, hogy a váltakozóan nedves, száraz-meleg éghajlat időnként szemiaridussá változó klímaperiódussal a pliocénban is tovább folytatódott. Ilyen klíma feltételezését a pliocén során az a körülmény is támogatja, hogy a felsőpannóniai sekély beltengeri agyagos és homokos rétegekre az Alpokból a Dunántúlra és a Magyar-középhegység peremeire kilépő vízfolyások rengeteg (20—100 m vastag) durvább szemű, erősen rétegzett homokot halmoztak fel. Mivel a lerakódásokban agyagos képződmények, közbetelepülések alig vannak, és ha vannak, igen alárendeltek, ebből is a kőzetaprózódás, ill. a letarolódás szemiarid voltára lehet következtetni. E nagy elterjedésű és jelentős mennyiségű átlós és keresztarétegzett pliocén kori homokot tartjuk a megfelelő időszak jó részében végbement hegylábi felszínképződés medencebeli korrelatív üledékének (asti homok, gödöllői homok) (MOTTL M. 1942).

Míg a pliocén kori hegylábfelszínek képződését egyik oldalról az akkor uralkodó, váltakozóan meleg nedves-száraz, ill. szemiarid klimatikus feltételek között ható areális eróziós folyamatokkal hozzuk kapcsolatba, addig más oldalról a pannóniai beltenger visszahúzódását kiváltó és azt követő, a Kárpát-térségben általánosan ható emelkedést kell újfólag kiemelni. A felsőpliocénban az általános emelkedés a Kárpát-térség területén nem volt egyenletes, a hegységkeret és a medencét átszelő középhegységek a felsőpliocén végétől relatíve egyre jobban emelkedtek, míg az Alföld és a Kisalföld a felsőpannóniai átmeneti emelkedés után erőteljes, de szakaszos süllyedésnek indult.



Magyarországon a felsőpliocén óta a kéregmozgások hatására végbement elmozdulásokra jellemzők az alábbi adatok. A Duna felsőpliocén végi terasz kavicsa a Magyar-középhegységben 300—350 m abszolút (200—250 m relatív) magasságban fekszik, míg a Kisalföld medencéjében 200 m-rel, az Alföldön 300—400 m-rel a tengerszint alatt mutatható ki. Az Alföld legmélyebb posztpannóniai depressziója Szeged—Hódmezővásárhely környékén eléri, sőt, helyenként meghaladja az 1000 m-t, miként azt a kutató- és artézikút-fúrások megvizsgált fúrásmintái igazolják (SÜMEGHY J. 1951, 1955, PÉCSI M. 1959, RÓNAI A. 1972).

A medencék felsőpliocén kori lassú újrásüllyedésének hatására a hegységperemeken a korábbi hegyláblépcsőknél alacsonyabb szinten, az arra alkalmas klimatikus feltételek között, hegylábfelszínnek alakultak ki. Mivel ezek a feltételek viszonylag elég hosszú időn keresztül optimálisak voltak, a felsőpliocén kori enyhén lejtő hegylábfelszínnek hegységeink előterében széles sávban kifejlődhettek.

## 5. Pleisztocén pedimentek és pediment glaciók

A kriogén folyamatok együttes hatása a magyar középhegységekben és dombságokon a domborzat elegyengetésében — planáció — nyilvánult meg. A legjelentősebb periglaciális destrukciós formák: krioplanációs teraszok és az ezeknél sokkal nagyobb kiterjedésű hegységperemi periglaciális pedimentek, hegységközi medencék és nagy folyóvölgyek hosszú, lankás, ferde lejtői.

A pleisztocén során erősen kiemelkedő középhegységben a krioplanáció jelentős mértékben átformálta az idősebb hegységperemi lépcsőket és a pliocén hegylábfelszín széles övezetét is. (E nem jelentéktelen hatás mellett az emelkedő hegységek peremén, a pliocén hegylábfelszín előterében újabb pleisztocén kori pediment képződött.) Bár a felszínformálódás alternatív volt, az egyes erőkomponenseket mégis meg lehetett állapítani.

a) a negyedidőszaki szakaszos emelkedés három fő fázisában (1. pregünz, 2. mindel és mindel-riss interglaciális, 3. felsőpleisztocén) erősen megemelte a középhegységek zónájában a preglaciális hegylábfelszínre is;

b) főleg az interglaciálisokban az erős völgyképződés hatására a hegységi előtér pedimentje a medencék felé hosszasan elnyúló, völgyközi hátakra tagolódott, a hegylábfelszíni hordalékkúpok pedig egyre messzebbre benyomultak a medence felé;

c) a megismétlődő glaciális szakaszok alatt a krioplanációs folyamatok a völgyközi hátakra tagolódott pliocén hegylábfelszínre több esetben annyira lealacsonyították, hogy annak felszíne ma már pleisztocén pedimentnek nevezhető. Pleisztocén periglaciális korrelatív üledékek borítják e felszíneket.

A felsőpliocén hegylábfelszínre más esetben csak egyes magasabban maradt hátak emlékeztetnek, míg az alacsonyabb és általában keskenyebb völgyközi hátak az előbbi



szintnek pleisztocénben lealacsonyított maradványai. Ezeken a hátakon apróbb krioplanáció lépcsők is megfigyelhetők.

A pleisztocén krioplanáció pedimentképző folyamata jól igazolható a nagyobb folyóvölgyekben (Duna és nagyobb mellékfolyói hegységi völgyszakaszán), ahol a magasabb és idősebb pleisztocén teraszokat teljesen egyenes, enyhe és hosszú ferde lejtővé formálta át. Gyakran megfigyelhető, hogy a völgy egyik oldalán a folyó teraszainak lépcsőin normálisan sorakoznak egymás fölött, míg a völgy másik oldalán (leginkább déli és délkeleti expozíció esetén) kiegyenlített ferde lejtő, pleisztocén hegyláblejtő alakult ki.

Ahol a pleisztocén során a folyók erózióbázisa közvetlenül a hegységek előterében jelentősen mélyebbre szállt, ott a pliocén hegylábfelszín függve maradt. Ennek peremén szintén kialakult egy alacsonyabb pleisztocén hegylábi peremlejtő, melyet rendszerint periglaciális szoliflukciós eredetű törmelék és vályog takar.

A pleisztocén kori periglaciális pedimentképződés bizonyítékait és folyamatát a magyar középhegységek peremén több esetben és helyen rekonstruálni lehetett (PÉCSI M. 1963, 1964, SZÉKELY A. 1964).

A periglaciális pedimentek ferde lejtőibe az esetek túlnyomó részében vízfolyás nélküli száraz deráziós völgyek — dellék — egymással párhuzamos sorozata mélyül. Dolomitos kőzeteken e tágas, lapos deráziós völgyeknek két-három generációja is kimutatható egymásba mélyülve. A deráziós völgyek közötti lapos hátakon a dolomit gyakran 5—10 m mélységig elaprózódott. Ez az elaprózódás krioturbációs jelenségek alapján a pleisztocén kriofrakcióra vezethető vissza. Szélfújta sarkos kavicsok is előfordulnak a felszínen. A tágas deráziós völgyeket a ferde lejtők korrelatív lepusztulásterméke, dolomittörmelékes rétegzett lejtőlösz béleli ki. Az idősebb völgyeket kitöltő lejtőüledék alapzata mindig durva kőzettörmelékkel kezdődik, melyre egyre apróbb dolomittörmelékes lösz- vagy homokos vályogrétegek következnek, egy-két fosszilis talajszinttel tagoltan.

A magyarországi deráziós völgyek többoldalú megfigyelések, adatok alapján a pleisztocén periglaciális viszonyok klimatikus morfológiai jelenségeinek bizonyultak (PÉCSI M. 1962, SZILÁRD J. 1965, SZÉKELY A. 1964, MAROSI S. 1965). A magyar középhegységek peremén jellegzetes periglaciális pedimentek kialakulása pedig — ezek szerint — szoros kapcsolatban állt a deráziós völgyképződéssel. Egészében véve a magyar középhegységek a pleisztocén glaciálisai alatt lepusztulási területek voltak. E platókon és hegylábi felszíneken igen erős hatást fejtett ki a kriofrakció. A csupasz, szilárd kőzeteken vastag eluviális kőzettörmelék termelődött, a lejtőket kötengerek és kőfolyások borították el. A kriofrakció által tovább aprózódott finomabb kőzettörmelékeket, kőzetlisztet a szél, az olvadékvíz, a szoliflukció a lejtőn több ízben áthalmazta, és mint lejtőüledékek, delúviumok a hegy lábánál és a medencében egymásra rakódtak.

A minden oldalról hegységkerettel övezett Kárpát-medencében a pleisztocén glaciálisok alatt a száraz-hideg kontinentális és a hűvös-nedves óceáni klímakomponensek ismételt, váltakozó uralomra jutása mutatható ki, mind a lejtőüledékek és a löszök feltárásaiból, mind pedig a krioturbációs jelenségek különböző típusaiból (PÉCSI M. 1962, 1963).



A szomszédos területekkel összehasonlítva a Kárpát-medence a periglaciális kori forma- és üledékképződés sajátos területe volt, külön regionális provinciának kell tartani a pleisztocén kori Eurázsia periglaciális zónáján belül. Erre a következtetésre jutott magyarországi tanulmányútja során, az IGU Periglaciális Geomorfológiai Bizottsága is.

Bár a pannóniai medencében fekvő magyar középhegységek kontinensnyi mértékkel mérve nem nagy kiterjedésűek, sajátos geomorfológiai és geológiai adottságaik révén mégis több fontos morfológiai kulcskérdésre világos példát nyújtanak.

Ezek közül e helyen a periglaciális hegylábi lejtők — pedimentek — képződésére és a domborzat jelentős mértékű krioplanációs átformálódására hívtuk fel a figyelmet.

A fentiek alapján úgy látszik, hogy a magyar középhegységekben megfigyelhető lepusztulásszintek között vannak különböző helyzetbe került, *trópusi tönkök* lecsonkolt maradványai, elfedett *kriptotönkök*, oligo-miocén *pediplének* részletei, pliocén *hegyláb-felszín-lépcsők*, a sasbércek peremén és azok előterében felszabdalt vagy átformált *pliocén hegyláb-felszínek*, továbbá pleisztocén *periglaciális pedimentek*, ill. *pediment glacis* formák.

## IRODALOM

- BULLA B. 1958. Néhány megjegyzés a tönkfelszín kialakulásának kérdésében. — Földr. Ért. 7. 3. pp. 266-274.
- BULLA B. 1962. Magyarország természeti földrajza. — Tankönyvkiadó, Budapest, 423 p.
- FINK, J. 1960. Leitlinien einer österreichischen Quartärstratigraphie. — Mitt. der Geologischen Gesellschaft in Wien, Vol. 53. pp. 249-266.
- KRETZOI, M. 1953. Quaternary geology and the vertebrate fauna. Lecture delivered at the Alföld Congress, Budapest, 27 Sept. 1952. — Acta Geol. Acad. Sci. Hung. Budapest, Vol. 2. No. 1-2, pp. 67-77.
- MAROSIS. 1965. Belső-Somogy felszínalakítása és gazdasági életének természeti földrajzi feltételei. — Kand. disz. 390 p.
- MOTTIL M. 1942. Adatok a hazai ó- és újpleisztocén folyóteraszok emlős faunájához. — MÁFI Évkönyve. 36. 2. pp. 65-70.
- PÉCSI M. 1959. A magyarországi Duna-völgy kialakulása és felszínalakítása. — Földr. Monogr. 3. Akad. K. Budapest, 345 p.
- PÉCSI, M. 1961. Die wichtigsten Ergebnisse geomorphologischer Forschungen des Quartärs in Ungarn. — VI. INQUA Cong. Warszawa, Inst. Geol. Prace. 34. pp. 281-311. 3 t.
- PÉCSI M. 1962. Tíz év természeti földrajzi kutatásai. — Földr. Ért. 11. 3. pp. 305-336.
- PÉCSI M. 1963. Hegylábi (pediment) felszín a magyarországi középhegységekben. — Földr. Közl. 11. (87.) 3. pp. 195-212.
- PÉCSI M. 1964. A magyar középhegységek geomorfológiai kutatásának újabb kérdései. — Földr. Ért. 13. 1. pp. 1-30.
- RÓNAI A. 1972. Negyedkori üledékképződés és éghajlattörténet az Alföld medencéjében. — MÁFI. Budapest, 421 p.
- SCHRETER Z. 1951. A Budai- és a Gerecse-hegység peremi édesvízi mészkő előfordulásai. — MÁFI Évkönyve, Budapest, pp. 111-148.
- SÜMEGHY J. 1923. A baltavári lelőhely rétegtani helyzete. — Földt. Közl. 53. pp. 28-34.
- SÜMEGHY J. 1951. Medencéink pliocén és pleisztocén rétegtani kérdései. — MÁFI Évi Jel. pp. 395-404.



- SÜMEGHY J. 1955. Magyarországi pleisztocén összefoglaló ismertetése. — MÁFI Évi Jel. 1953-ról. II. pp. 395-403.
- SZÉKELY A. 1964. A Mátra természeti földrajza. — Földr. Közl. 12. (88.) 3. pp. 199-216.
- SZILÁRD, J. 1965. Periglacial derasion and Quaternary valley sculpture in Hungary. — Acta Geol. Acad. Sci. Hung., Budapest, Vol. 9. pp. 65-85.



## Pliocén-pleisztocén hegyláb felszín és hordalékösszlet a Mátraalján \*

A gyöngyösvisontai Gagarinról elnevezett lignitbánya külszíni feltárása mindedig páratlan gazdagon tagolt hordalékkúpos üledéksor kronológiai tagolását tette lehetővé. A pliocén-pleisztocén rétegsort PÉCSI M. irányításával interdiszciplináris munkaközösség dolgozta fel. Az eddigi kutatások — geológiai, geomorfológiai, paleontológiai, paleomágneses és litosztatigráfiai — eredményeit e helyen röviden az alábbiakban összegezzük. A kutatás részleteit angol nyelven a Quaternary Studies in Hungary kiadványunkban tettük közzé (KRETZOI M.—MÁRTON P.—PÉCSI M.—SCHWEITZER F.—VÖRÖS I. 1982).

### *A geomorfológiai, litosztatigráfiai, paleontológiai és paleomágneses adatok együttesének számbavétele*

A hordalékkúpos fedőüledék-összlet (1—34 m) litológiai jellemzése és kialakulásának értelmezése során hangsúlyoztuk, hogy ez a formáció alapvetően olyan eróziós-akkumulációs felhalmozódással jött létre, amelynek során legalább 15 ízben talajképződés, ill. mállás ment végbe, vagyis a talajképződés során számottevő üledéklerakódás nem folyt. Továbbá 5—6 alkalommal jelentősebb üledékelhordással, eróziós hiátussal kell számolni. Ezeket a körülményeket és azt is figyelembe kell venni, hogy a paleomágneses mintavétel kb. 1 m-enként történt.

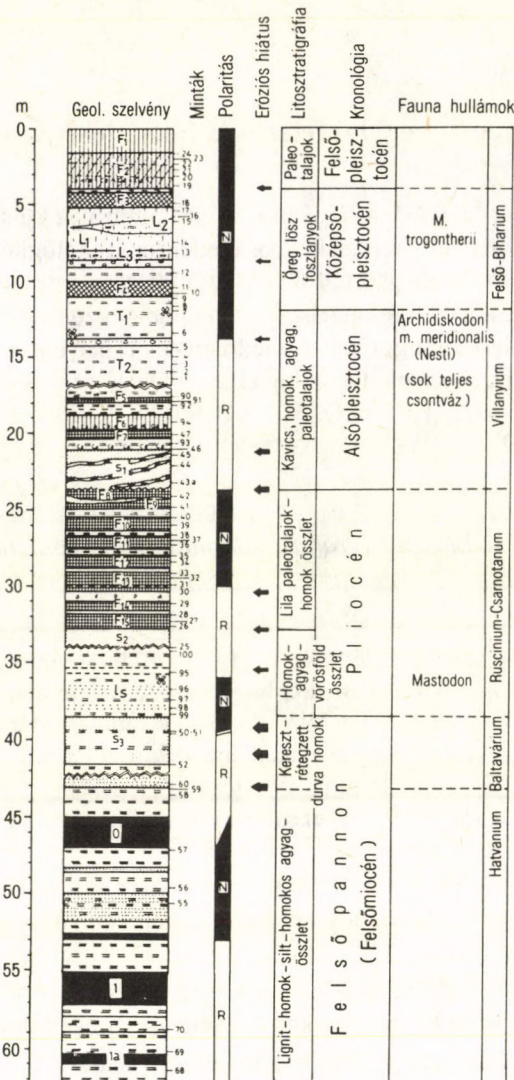
— Geomorfológiai értelmezés szerint szelvényünk fedőüledéke olyan hordalékúpot tár fel, amelynek felszíne a környező patakok két-három pleisztocén teraszánál idősebb.

A hordalékkúp legfelső részében, 1—6 m között, három fosszilis talaj települ közvetlenül egymásra; az F<sub>2</sub> talajban krioturbációs jelenségek is vannak (1. ábra).

A 6—9 m között települő idős lösz aljáról, majd a tufatörmelékes homokos agyagból (12—13 m-ből) származó paleontológiai leletek a felsőbihari alemelethez — értelmezésünk szerint a középpleisztocénhoz — tartoznak, amelyek kezdetét kb. a *Brunhes* normális polaritású kor kezdetével (0,7 millió év) hozzuk párhuzamba. Ez összhangban áll azzal, hogy a szelvény e részéből (3—13 m) származó minták mind N polaritásúak.

\* Földr. Ért. 1983/3—4. pp. 506—508. A munkaközösség tagjai: PÉCSI M., SCHWEITZER F., GEREI L., BALOGH J., KRETZOI M., MÁRTON P., VÖRÖS I., SZOKOLAI GY.







— Az *Archidiskodon meridionalis* állkapcsot tartalmazó réteg a fentebbi összletől eróziós hiátussal különül el (1. ábra). A lelet paleontológiai értékelés szerint a felsővillányiumhoz tartozik. A felsővillányium-alsóbiharium határát a szerzők kb. 1,8 millió évnek veszik. A normális polaritású agyagos réteg (14 m-ben), amely polaritásváltás és egyúttal eróziós hiátusok között van, a fentiek alapján az *Olduvai* paleomágneses esemény egy részét képviselheti.

— A visontai külszíni fejtésnek jelen szelvényünkben vizsgált rétegsora mintegy 40—50 m széles, 6—10 m mély deráziós völgykitöltést képvisel. Egy korábbi és más szelvényben 3—4 m mélységből előkerült *Archidiskodon meridionalis ürömiensis* (alsó-bihari korú) leletek is arra engednek következtetni, hogy a hordalékkúpos fedőösszlet felső harmada is az alsópleisztocénhoz tartozik. Ezen az idősebb hordalékkúp-felszínen a középpleisztocénban — felsőbihariumban — deráziós völgyek képződtek és töltődtek fel.

— A középső harmadot 14—24 m között fordított polaritás jellemzi és két-három vörösbarna fosszilis talaj osztja meg, amelyek alatt több m vastag homok települ. Ez utóbbi lerakódásával összefüggésben jelentős eróziós hiátus jött létre. Helyzete alapján szelvényünk e szakaszát a *Matuyama alsó csonka* részének tarthatjuk.

— Litosztratigráfiai és paleopedológiai analógiák (pl. Dunaföldvár; PÉCSI M. és tsai 1979) lehetőséget adnak arra a feltevésre, hogy a lilászörös talajok (F<sub>8</sub>-F<sub>15</sub>) az alsóvillányi (beremendi) alemelet során, a masztodont és lilás talajtörmelék tartalmazó (36—39 m) köteg pedig a felsőcsarnótai alemelet során keletkeztek. A paleomágneses mérések szerint ennek az összletnek a felső és alsó része N és csupán a középső része R polaritású. A kétséges R polaritású zónában itt két homokköteg és eróziós hiátusok vannak. A paleomágneses, a litosztratigráfiai, a paleopedológiai és a paleontológiai adatok összevetése alapján az összletet a *Gauss* magnetosztratigráfiai korrall hozhatjuk kapcsolatba.

— A lignit-összletes felsőpannoniai formáció (1. ábra) a pannóniai medenceperemen litosztratigráfiailag is szintjelző tagozat, amelyet tavi kifejlődésben a *Congeria balatonica* szinttel (BARTHA F. 1971, JASKÓ S. 1981), szárazulati kifejlődésben pedig a Sümegiummal hoznak párhuzamba (KRETZOI M.—PÉCSI M. 1982).

Az előzőekben kifejtettek szerint ennek az összletnek túlnyomó része (45—53 m között N, 53—95 m között R) valószínűleg a 7. ill. 8. magnetosztratigráfiai korrallal vethető össze.

— A lignitlepes felsőpannoniai tagozat és a hordalékos fedőtagozat közötti, főként a durva homokos és agyagos homokképződmények (38,5—43 m) igen számottevő eróziós réteghiánnyal települnek egymásra. A rétegtani hézagosság mind az *Unio wetzleri*-s homokra (baltavári), mind pedig a masztodontos tufatörmelékű lilás agyagra (pliocén ruszciniüm) kiterjed. E jelenség jellemző az Észak-magyarországi-középhegység és az alföldi medenceperem csaknem egész zónájára (JASKÓ S. 1981). A réteghiány a hegységi perem felé gyorsan nő, olyannyira, hogy a lignitlepes összlet is, sőt mélyebb pannóniai szintek is hiányoznak. Nem lehetetlen tehát, hogy a szelvényünkben H<sub>3</sub> jelzésű



homok R, ill. N, majd alul ismét R polaritásúnak megállapított zónáit a *Gilbert*, továbbá az 5., ill. 6. *magnosztratigrafiái korr*al hoztuk kapcsolatba.

A gyöngyösvisontai külszíni fejtés keleti feltárásaiban e nem kismértékben erodált lignittelepes összlet mintegy 50 m vastag, bár a fúrások alapján helyenként 100—200 m-es kifejlődése is ismeretes. Képződése idején a hegységi előtér, ill. medenceperemi övezet a lignitképződés során többszöri szünetekkel ütemesen süllyedt. A lignittelepes formáció kiemelkedése és erodálódása a hegységelőteri zónában először a *Gilbert* és az 5. *paleomágneses kor* határán (5,4 millió év), a miocén legvégén—pliocén elején kezdődhetett. A későbbi kiemelkedések közül pedig a felsőbihari tektonikus mozgás a legjelentősebb, amely a hegységelőteri övezetben az idősebb hordalékkúp-anyag szelektív erodálódását, ill. feltagolását eredményezte.

#### IRODALOM

- BARTHA F. 1971. A magyarországi pannón biosztratigrafiái vizsgálata. — A magyarországi pannón kori képződmények kutatása. Ed. GÓCZÁN F.—BENKÓ J. pp. 9-172. Akad. K. Budapest.
- JASKÓ S. 1981. Üledékfelhalmozódás és kőszénképződés a neogénben. — MÁFI Alkalmi Kiadvány, Budapest, 157 p.
- KRETZOI, M.—MÁRTON, P.—PÉCSI, M.—SCHWEITZER, F.—VÖRÖS, I. 1982. Pliocene-Pleistocene piedmont correlative sediments in Hungary. — Quaternary Studies in Hungary. Budapest, pp. 43-73.
- KRETZOI M.—PÉCSI M. 1982. A Pannóniai-medence pliocén és pleisztocén időszakainak tagolása. — Földr.Közl. 30. (106.) pp. 300-326.
- PÉCSI, M.—SZEBÉNYI, E.—SCHWEITZER, F.—PÉCSINÉ DONÁTH, É.—WAGNER, M.—PEVZNER, M.A. 1979. Complex evaluation of Dunaföldvár loesses and fossil soils. (Bio- and lithostratigraphical, paleopedological, thermal and paleomagnetic investigation.) — Acta Geologica. 22. 1-4. pp. 513-537.



## A vörösayagok geomorfológiai helyzete és földtani kora \*

Az Alföld peremi övezetében a löszformáció alatt még 20—40 m vastagságú, főként vályogos, agyagos talajokból, gleyes agyagokból és iszapokból álló szubaerikus eredetű összlet települ (*1. ábra*). Ezt a sorozatot vörös talajok, sőt helyenként vörösayagok komplexuma jellemzi, ezért a löszformációtól elkülönítendő, „Dunaföldvári formáció”-nak neveztük (PÉCSI M. 1975, 1982). Az Alföldön, a Duna jobb partján húzódó löszös magaspartok alján feltárásból és fúrásokból több helyről is megismertük (Dunaújváros, Kulcs, Tételhalom, Dunaföldvár, Paks, Szekszárd, Dunaszekcső, Kakasd stb.).

A vörösayagos sorozat hiányos kifejlődésben megfigyelhető hegyláb felszín-maradványokon, továbbá — a hegyláb felszín-képződés korrelatív üledékeként — alsópleisztocénál idősebb eltemetett hordalékkúpokban (*2. ábra*). A feküben általában felsőpannóniai homok vagy homokos agyag, több helyen bentonit is települ.

Az Alföld egyes fiókmedencéiben lemélyített kutatófúrásokból is ismertté váltak vörösayag rétegek. Többek között a kőrösi fiókmedencében a dévaványai és vésztői magfúrásokból 800—1100 m között több vörösayag rétegről tesznek említést (RÓNAI A. 1983).

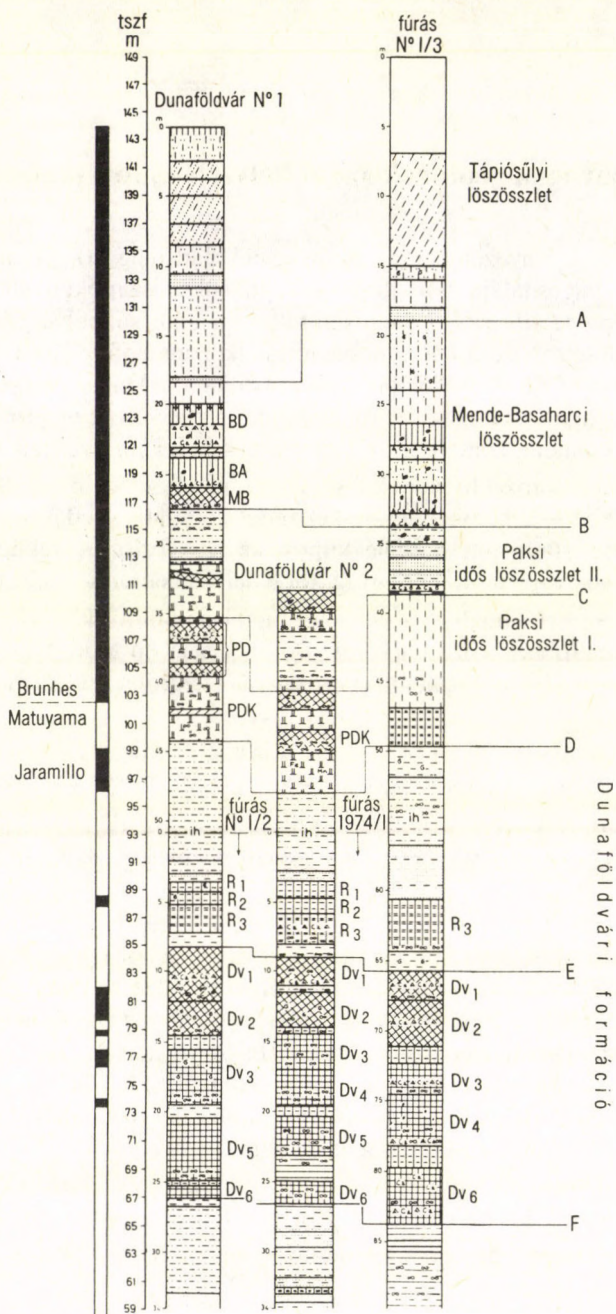
Dunaföldváron a löszformáció alatt feltárásokban és fúrásokban 5—6 m vastag, finoman rétegzett, halvány rózsaszínű, gyengén iszapos homok fordul elő (*az 1. ábrán „ih” jelzésű*), amelyben vékony homokkőpadok, ill. kongréciók váltogatják egymást ritmusosan. Ez alatt következik egy 3—5 m vastag *sötétszürke, agyagos, réti talajkomplexum*. E réti talajok a pedológiai elemzés szerint 2—3 % humuszt tartalmaznak és C szintjükben a  $\text{CaCO}_3$  tartalom eléri a 40—60 %-ot. A talajszelvény dolomitos mészkongréciókat tartalmazó rétegeket is magába foglal.

A „Dunaföldvári formáció”-nak a legjellegzetesebb része a kb. 10—15 m vastag okkervörös talaj sorozat, melyet számos dunaföldvári fúrásból ismerünk. Az *1. ábrán* 5—6 eltemetett vöröses talajt azonosítottunk, melyek közé vékony gleyes, iszapos agyagrétegek ékelődtek. A vöröses talajok közül a  $\text{Dv}_3$ , a  $\text{Dv}_4$ , a  $\text{Dv}_5$  és helyenként a  $\text{Dv}_6$  jelzésű erős málláson (agyagosodáson) esett át (PÉCSI M. és tsai 1979). Az is jellemző ezekre a talajokra, hogy a talajszelvény  $\text{B}_2$  és Cca szintjeiben feltűnően magas a  $\text{CaCO}_3$  tartalom. Feltételezhető, hogy a „Dunaföldvári formáció”-ban talált vörös talajok a szubmediterrán típusú klímában kialakult erdőtalaj maradványai.

A vörös talaj sorozat alatt a dunaföldvári fúrásokban (*1. ábra*) gleyes agyag és iszapos homok telepszik 5—6 m vastagságban, amelyben homokos rétegek ismételtelen közbeékelődtek. Feltehető, hogy ezek a homokos rétegek a szelvényben kisebb-nagyobb réteghiányokat képviselnek.

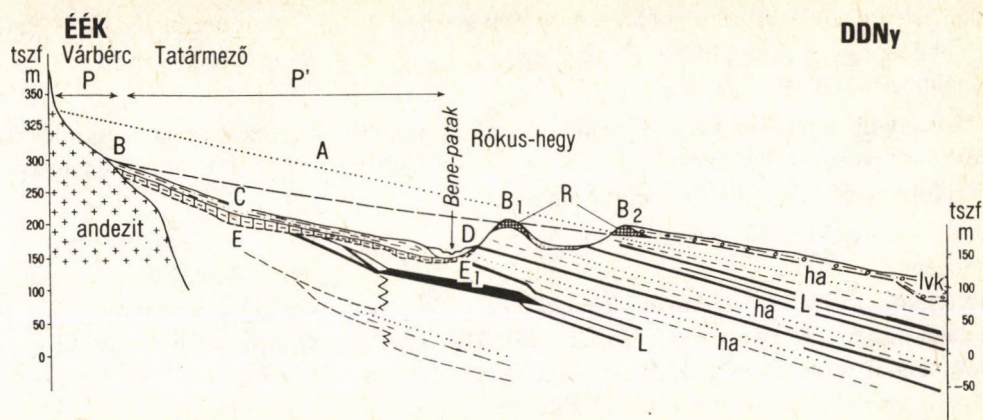
\* The Neogene red clays of the Carpathian Basin. — Studies in Geogr. in Hung. 19. Akad. K. Budapest, 1985. pp. 89-98.





1. ábra. Dunaföldvár löszszelvényeinek korrelációja, paleopedológiai és paleomágneses vizsgálata (PÉCSI M. és társai 1980)





2. ábra. Vörösgyag-rétegek elhelyezkedése a Mátraalján (Abasár). — A = az alsópannon rétegek rekonstruált felszíne; B, B<sub>1</sub>, B<sub>2</sub> = pliocén hegylábfelszín; C—D = felsőpliocén—alsópleisztocén hordalékkúp; E-E<sub>1</sub> = erősen erodált pannon felszín; L = lignit; ha = homok, agyag; P = hegylábfelszín; P' = pediment, glacia; lvk = lösz, vályog, kavics; R = vörösgyag

A „Dunaföldvári formáció” feküjét tavi-beltengeri eredetű felsőpannóniai agyag, ill. az 1. ábra fúrásaiban többnyire erősen csillámos ostyalapokra elváló, lazán cementált homokkő képviseli.

A paleopedológiai, litosztratigráfiai és paleomágneses adatok alapján feltételezhető, hogy a „Dunaföldvári formáció” kialakulása a *Gauss-korszak* előtt elkezdődött (PÉCSI M. 1982).

A „Dunaföldvári formáció” sorozatában a legfiatalabb réteg halványrózsaszínű, helyenként cementált finom homok; lerakódása valószínűleg közvetlenül a Jaramillo esemény után fejeződött be (1. ábra).

Litosztratigráfiai és paleopedológiai szempontból a „Dunaföldvári formáció”-t határozottan el lehet különíteni a paksi idős löszösszlettel (1. ábrán a D vonal mentén). A kettő közötti sztratigráfiai határ litológiailag mind Pakson, mind pedig Dunaföldváron jól megvonható.

E rétegsorok paleomágneses vizsgálata alapján a hazai löszformáció és a „Dunaföldvári formáció” közötti kronosztratigráfiai határ mintegy 0,8—0,9 M évre tehető.

Feltételezhető továbbá az is, hogy a „Dunaföldvári formáció” legidősebb vörösgyaga (Dv<sub>6</sub>) felsőpannóniai tavi-beltengeri formáció és a pliocén (korábban felsőpliocén vagy levantei) szárazföldi képződmények közötti határt képviseli (5,3 M év, 1. ábra, F vonal).

A dunaföldvári szelvények (1. ábra) litosztratigráfiai és paleomágneses vizsgálatának értékelése alapján a vörösgyagos összlet tetején lévő vörös talaj képződése kb. 2,0—2,2 M évvel napjaink előtt fejeződhetett be. Ez az abszolút kronológiai időhatár is



elégg jelentősen eltér az újabban 1,8 M évben rögzített plio-pleisztocén határtól. Ez utóbbihoz egészen közel álló rétegtani egység lehet a *szurokfekete talajok 5 m vastag komplexuma* (R<sub>1</sub>-R<sub>3</sub>; 1. ábra).

Újabban tehát az 1,8 M évre kiterjesztett pleisztocén magába foglalja a teljes lösz sorozatot (kerekén 1 M évet) és — esetleg, ha nincs jelentős réteghiány — a „Dunaföldvári formáció” felső (ih+R) rétegtagjait.

Ugyanakkor a „Dunaföldvári formáció” vörösayagos képződményeit már a pliocénbe soroljuk, amelyek képződése felölelhette a *Gauss* és *Gilbert* paleomágneses korszakok (kb. 5,5—2,4 M évek) jelentős részét. Erre a következtetésre alapot nyújtanak a dunaföldvári feltárások és fúrások (PÉCSI, M.—PEVZNER, M.A. 1974), a vésztői és dévaványai fúrások (RÓNAI, A. 1983, COOKE, H.B.S.—HALL, J. M.—RÓNAI, A. 1980), továbbá a gyöngyösvisontai külszíni lignitbányák fedőösszletének (KRETZOI M.—PÉCSI M.—MÁRTON P.—SCHWEITZER F.—VÖRÖS I. 1982; PÉCSI M.—MÁRTON P.—HAHN Gy.—SCHWEITZER F. 1985) részletes elemzései is (2. ábra).

Dévaványán 1220 m-es magfúrásban kerekén 900 és 1100 m között számos vörösayag maradvány fordul elő, melyek a teljes szelvény paleomágneses vizsgálati eredménye alapján a *Gilbert* elején, sőt az 5. paleomágneses korszak alatt képződhettek.

### *Vörösayag hegyláb felszíni helyzetben*

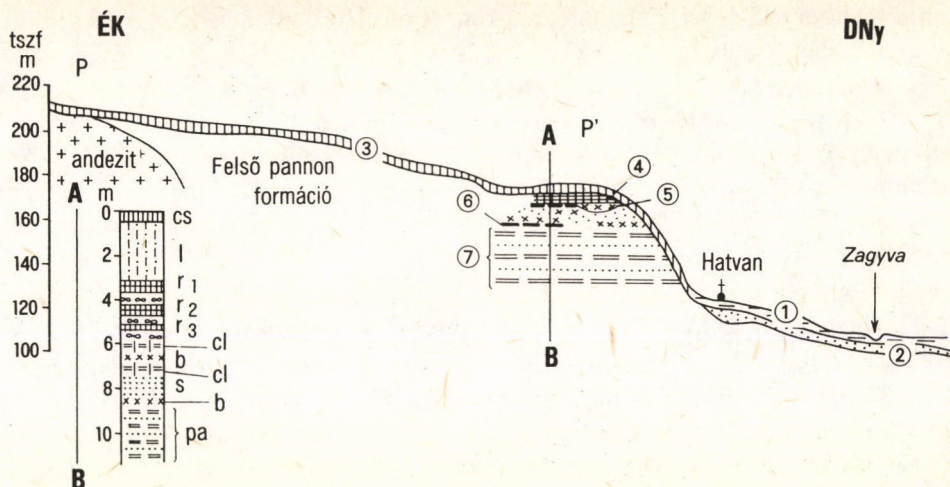
Az Északmagyarországi-középhegység előterében — hegyláb felszínű tanúhegyen — a vörösayag geomorfológiai és geológiai helyzetét a 3. ábra szemlélteti. A 2. ábrán látható, hogy a felsőpannóniai lignittelep formáció részben már erodált felszínén a B<sub>1</sub>-B<sub>2</sub> jelzésű helyzetben, kisebb tanúhegy tetején maradt vissza a vörösayagos összlet. A B<sub>2</sub>-B<sub>1</sub> vörösayag maradványos foltok meghosszabbítása a hegység felé a B pontig egy rekonstruált felszín képvisel. Ez a geomorfológiai szint egykori hegyláb felszín maradványa, amely a felsőpannóniai rétegek bizonyos mértékű (20—30 m) erodálása után jött létre és maradt vissza rajta a (valódi) vörösayag. Ezután a vörösayaggal fedett hegyláb felszín B-B<sub>1</sub> közötti szakasza jelentékeny mértékben erodálódott az E-E<sub>1</sub> szintig, amelyre a C-E, ill. D-E<sub>1</sub> kb. 40 m vastagságú hordalékkúp halmozódott fel.

A hordalékkúp alsó részéből *Mastodon* koponya és fogak kerültek elő (*Zygodon pavlovi Osborn*) olyan agyagos, tufatörmelékeny rétegből, amelyben sok apró vörösayag és lignit törmelék is előfordul (148. oldal ábrája).

A *Mastodon* rétegre folyóvízi homok, majd lilászvörös talajok sorozata települ, amelyet részben a „Dunaföldvári összlet” vöröstalajaival lehet párhuzamba hozni. Vagyis a mélyebb fekvésű hordalékkúp képződésének a kezdete is még a pliocénbe nyúlik vissza.

A hordalékkúp felső harmadából, a felszín alatt 10—14 m mélyről, számos déli elefánt (*Archidiskodon meridionalis*, *meridionalis Nesti*) csaknem teljes csontváza került elő. Az agyagos vályog réteg, amelyből e leletek előkerültek, közvetlenül a Brunhes-Ma-





3. ábra. A mátraalji hegyláb felszín-maradvány földtani szelvénye (hatvani téglagyár). — 1 = folyóvízi teraszanyag; 2 = folyóvízi homok, kavics; 3 = lösz, lejtőlöss, homokos vályog; 4 = vörösiszap-rétegek; 5 = bentonit; 6 = szürke agyag; 7 = felsőpannon agyag; cs = csernozjom; l = lösz, homok, vályog; r<sub>1</sub>, r<sub>2</sub>, r<sub>3</sub> = vörösiszap-rétegek; cl = szürke agyagos talaj; b = bentonit; s = homok; pa = felsőpannon agyag, homokos agyag

tuyama határ (0,73 M év) alatt települ. A szóban forgó hordalékkúpnak a középső része tehát már az alsópleisztocén során halmozódott fel.

Hegylábfelszíni helyzetben a Mátra előterében máshol is — a hatvani téglagyár feltárásában — ugyancsak a felsőpannoniai rétegekre települve több rétegű vörösiszap fordul elő (3. ábra). Itt különösen figyelemreméltó a geológiai és geomorfológiai helyzet, mert a hatvani téglagyár agyagos-homokos rétegsora a pannóniai formáció legfiatalabb szakaszait, a *Congerina Neymari*, ill. a *Hatvanium* emlős fauna zónát és az erre települő keresztrétegzett homokot és bentonitot tárja fel. A legfelső — az erodált — homokkötegen, részben pedig bentoniton képződött hosszú időn át az a vörösiszap összlet, amelyet legalább három igen erős mész- és dolomit-felhalmozódási szint tagol. A karbonát-felhalmozódás nagy konkreciókat, ill. helyenként erősen cementált padot képvisel. E jelenségnek tulajdonítható az itteni hegyláb felszíni tanúhegy megmaradása.<sup>1</sup>

A vörösiszap-képződés itt is csak tartós mediterrán-szubtrópusi éghajlati hatásra mehetett végbe, miként több más, Baranyai-dombságon belüli vörösiszap előfordulás esetében. Úgy tűnik, csak a neogén végén, éppen a pliocénban voltak olyan éghajlati körülmények, hogy tartósan vörösiszapok és kiterjedt hegyláb felszínek képződhettek.

<sup>1</sup>Vörösiszap rétegek hasonló helyzetben tanulmányozhatók voltak az M<sub>3</sub> autópálya építése során, Gödöllő és Kisbagg határában több helyen, mesterséges bevágásokban.



Ennek földtörténeti és felszínfejlődéstani konzekvenciáival mind ez ideig keveset foglalkozott a szakirodalom.

Nem régen HALMAI J.—JÁMBOR Á.—RAVASZNÉ BARANYAI L.—VETŐ I. (1982) elemeztek a Tolna megyei tengelici kutatófúrásból 4—5 m vörösiszap rétegeket, amelyek ugyancsak bentonittal ujjazódtak össze és felsőpannóniai formációkra diszkordánsan települtek. A szerzők „Tengelici vörösiszap formáció”-nak nevezték el és az alsópleisztocénre és a középleisztocén elejére helyezték, mint 2 M évnél fiatalabb képződményt.

Megfigyeléseink és vizsgálataink szerint legalábbis újabb ellenőrzésre szorul az az álláspont, amely a Kárpát-medencebeli valódi vörösiszapokat a negyedidőszakhoz kívánja sorolni.

Szerintünk a (valódi) vörösiszapok, főként azok, amelyek a posztpannóniai hegyláb felszín maradványokon helyezkednek el, vagy (a löszformáció alatt) az általunk „Dunaföldvári formáció”-nak nevezett szubaeरिकus vörös talajok és tarka agyapok legalján települnek, nem sorolhatók a negyedidőszak elejére, hanem a pliocén elejére.

Ezek az uralkodóan montmorillonittal és számottevő kaolinnal is jellemzett vörösiszapok *erős szubtrópusi málláson mehetnek át*. A feküjükben található vékonyabb-vastagabb bentonit rétegek is hasonlóan szubtrópusi éghajlatú mállás hatására bázikus közegben képződhetnek vulkáni hamuból, ill. tufából. Ez utóbbiak is valószínűleg bázikus, bazaltos vulkánosság termékei lehettek, amelyek képződésének fő idejét 6,0—2,8 M év B.P. intervallumba helyezik K/Ar és paleomágneses vizsgálatok alapján közel egyezően (BALOGH Kadosa és tsai 1987 és MÁRTON E. 1985).

A felsőpannóniai rétegekre — több helyen erodált felszínre — települő bentonit *elég nagy elterjedésben* követhető az Észak-magyarországi- és a Dunántúli-középhegység hegylábi előterében, részletesebb vizsgálatok és abszolút kronológiai datálásuk alapján vezérszint is lehetne.

A (valódi) vörösiszap kialakulása úgy tűnik a felsőpannon végén, ill. azt követően hegyláb felszíni formálódás során ment végbe, szélsőségesen mediterrán klimatikus feltételek között. A szóban forgó vörösiszap képződményt morfogenetikai, klimatikus geomorfológiai és rétegtani szempontból sem indokolt a negyedidőszakhoz sorolni.

Az eddigi bio- és litosztratigráfiai adatok, továbbá a paleomágneses vizsgálatok a rétegtani és geomorfológiai helyzet figyelembevételével arra engednek következtetni, hogy a valódi vörösiszap nem áttelepített maradványai, főként a Gilbert, ill. azt megelőző epochból is (4,0—5,5 M év) származhatnak.



- BALOGH, K.—ÁRVA-SÓS, E.—PÉCSKAY, Z.—RAVASZ-BARANYAI, L. 1987. K/Ar dating of post-Sarmatian alkali basaltic rocks in Hungary. — *Acta Mineral. Petrogr. Szeged*, 28 p.
- COOKE, H.B.S.—HALL, J.M.—RÓNAI, A. 1980. Paleomagnetic, sedimentary and climatic records from boreholes at Dévaványa and Vésztő, Hungary. — *Studies on loess*, Akad. K. Budapest, pp. 89-109.
- HALMAI J.—JÁMBOR Á.—RAVASZNÉ BARANYAI L.—VETŐ I. 1982. A Tengelic 2. sz. fúrás földtani eredményei. (Geological results of the borehole Tengelic 2.) — *MÁFI Évkönyve*, 65. pp. 11-113.
- KRETZOI, M.—PÉCSI, M.—MÁRTON, P.—SCHWEITZER, F.—VÖRÖS, I. 1982. Pliocene-Pleistocene piedmont correlative sediments in Hungary (based on lithological, geomorphological, paleontological and paleomagnetic analyses of the exposures in the open-cast mine at Gyöngyösvisonta). — *Quaternary studies in Hungary*. Geogr. Res. Inst. Hung. Acad. Sci. Budapest, Elmélet—Módszer—Gyakorlat, 24. pp. 43-73.
- MÁRTON, E. 1985. Tying the basalts from the Transdanubian Central Mountains (Hungary) to the standard polarity time scale. — *Problems of the Neogene and Quaternary in the Carpathian Basin*. Studies in Geography in Hungary, 19. Akad. K. Budapest, pp. 99-108.
- PÉCSI M. 1975. A magyarországi löszszelvények litosztratigráfiai tagolása. — *Földr. Közl.* 23. (99.) 3-4. pp. 217-230.
- PÉCSI, M. 1982. The most typical loess profiles in Hungary. — *Quaternary studies in Hungary*. Geogr. Res. Inst. Hung. Acad. Sci. Budapest, Elmélet—Módszer—Gyakorlat, 24. pp. 145-170.
- PÉCSI, M.—PEVZNER, M.A. 1974. Paleomagnetic measurements in the loess sequences at Paks and Dunaföldvár, Hungary. Paleomágneses vizsgálatok a paksi és a dunaföldvári löszösszletekben. — *Földr. Közl.* 22. (98.) 3. pp. 215-219 (angol), pp. 220-224 (magyar).
- PÉCSI, M.—SZEBÉNYI, E.—SCHWEITZER, F.—PÉCSINÉ DONÁTH, É.—WAGNER, M.—PEVZNER, M.A. 1979. Complex evaluation of Dunaföldvár loesses and fossil soils (bio- and lithostratigraphical, paleo-pedological, thermal and paleomagnetic investigation). — *Acta Geol. Hung.* 22. 1-4. pp. 513-537. Studies on loess, Akad. K. Budapest, 1980.
- PÉCSI, M.—MÁRTON, P.—HAHN, Gy.—SCHWEITZER, F. 1985. Absolute chronology of the Plio-Pleistocene alluvial sequence overlying the pediment of the Mátra Mountains. — *Problems of the Neogene and Quaternary in the Carpathian Basin*. Studies in Geography in Hungary, 19. Akad. K. Budapest, pp. 109-114.
- RÓNAI A. 1983. A Körös-medence földtörténete a negyedkorban. (Geological history of the Körös basin during the Quaternary.) — *Földt. Közl.* 113. pp. 1-25.



## A mérnöki geomorfológia problematikája\*

### 1. A „mérnöki geomorfológia” mint önálló tudományág

A mérnöki létesítmények biztonságának fokozása érdekében egyre inkább teret nyer a mérnökgeológiában és a szűkebb értelemben vett építésföldtanban is a természetföldrajzi helyzet és a geomorfológiai adottságok és folyamatok értékelése. Ezzel a geomorfológia és kutatási eredményei közvetve vagy közvetlenül a mérnökgeológiai tervezés szerves részévé válnak. A mérnökgeológiának, feladatai helyes megoldása érdekében, szüksége van a geomorfológia csaknem teljes gyakorlati célzatú kutatáskörére, de ezen belül hangsúlyozottan az exogén erők dinamikájára, a geomorfológiai szintézisre és a regionális geomorfológiára.

A geomorfológia eddig a mérnökgeológiai tudomány rendszerében és a kézikönyvekben a „geodinamika” vagy egyszerűen a „mérnöki geológia” megnevezés alatt rejtetten, de igen tekintélyes mértékben szerepelt.

Mind tudományelvi, mind gyakorlati szempontból helyesebbnek tartjuk, ha a mérnökgeológia tudomány rendszerébe a geomorfológia mérnökök számára alkalmazott anyaga „mérnöki geomorfológia” címen ugyanolyan önálló részként illeszkedik be, mint a mérnöki petrológia, a mérnöki geológia (geodinamika), a mérnöki hidrológia, a speciális és regionális mérnöki geológia tudományágai.

A hagyományos geomorfológia és a mérnöki geomorfológia közötti különbség a téma megközelítésében és a célkitűzésben, de bizonyos fokig a kutatómódszerekben (a problematikában) is ugyanúgy nyilvánul meg, miként az a dinamikus geológia és a mérnöki geológia közötti esetben fennáll. A mérnöki geomorfológia ugyan a geomorfológiával továbbra is szoros kapcsolatban marad, ugyanakkor azonban a folyamatok, a domborzatformák értelmezésében, a vizsgálat módszerében és a kutatás eredményeiben túlmegegyez, ill. különbözik is attól.

\* Die Problematik der Ingenieur geomorphologie. Zusammenfassung. Földr. Ért. 1970. 4. pp. 379—380.



## 2. A mérnöki geomorfológia tárgya és feladatai

A mérnöki geomorfológia tárgya a domborzaton végbemenő külső folyamatok és az általuk kialakított formák vizsgálata és értékelése, a műszaki-gazdasági létesítmények optimális elhelyezése és üzemeltetése szempontjából.

a) A mérnöki geomorfológia feladatát az a körülmény határozza meg, hogy a műszaki létesítmények alapját nemcsak bizonyos tulajdonságú kőzetek alkotják, hanem a domborzat is, amelynek energiája és a természeti környezettől függő, meghatározott fejlődési állapota van. A természeti (vagy fizikai földrajzi) környezet alkotói, folyamatai sok tekintetben egymást szabályozó rendszert képviselnek. Ez az önszabályozó rendszer nyitott, a benne működő dinamikus erőket egymás közti egyensúly felé kényszeríti. Az egyensúly, az összhang többnyire nem teljes, és csak bizonyos ideig és helyen áll fenn, a résztvevő erők egymással szemben ellentmondásosan is hatnak. Ez az egyensúly — mint pl. a kiegyensúlyozott, kanyargós folyómedrekben vagy az egyensúlyi lejtőfelszínen — nem statikus mozdulatlanságot jelent, hanem ún. dinamikus egyensúlyt.

A mérnöki geomorfológia feladata tehát feltárni, hogy a domborzat, annak valamely része fejlődése során elérte-e a dinamikus egyensúlyt, vagy a felé közelít, továbbá, hogy az milyen tartósságú, vagyis a hatóerők kényszerű kiegyensúlyozódása miatt időszakos, periodikus vagy éppen csak epizodikus formaváltozások — példaképpen lejtő- és partmozgások — követik-e egymást<sup>1</sup>. Ehhez kapcsolódik annak a feltárása is, hogy a mozgásokat, a domborzat formaváltozásait a természeti környezet milyen összetevőinek, folyamatainak a konstellációja váltja ki. Az ilyen felmérés a már meglévő létesítmény biztonságos üzemeltetése, természeti károsodás elleni védelme érdekében is szükségessé válhat, de többnyire a mérnökgeológiai komplex előterv számára készül.

b) A konkrét tervkidolgozáshoz kapcsolódó, alkalmazott geomorfológiai felmérések mellett a mérnöki célkitűzések szolgálatába állított geomorfológiának elméleti kutatási feladatai vannak.

Ismeretes, hogy az exogén folyamatok domborzatalakító hatása nem egyforma mértékben tanulmányozott. A mederben áramló víz dinamikájáról, mechanizmusáról a vízépitkezések és a folyószabályozások során sok fizikai törvényszerűséget tártak fel. Mégis a folyóvízi eróziós formák alakulásának értelmezésében is sok még a bizonytalanság. A lejtőkkel tagolt domborzat csaknem minden részén jelentős szerepet játszó felületi lemosásnak, a lejtőket felárkoló erózióknak a folyamatai viszont kevésbé tanulmányozottak. Hasonló a helyzet pl. a lejtős tömegmozgásos folyamatokkal és a talaj deflációs lepusztulásával kapcsolatban is.

A mérnöki geomorfológiának azzal kell a mérnöki munka, a prognózisadás biztonságát növelni, hogy az anyag fizikai mozgástörvényeihez a mozgást és annak gyako-

<sup>1</sup> A formaváltozások „geomorfológiai küszöbének” vizsgálata éppen gyakorlati szempontok miatt ma egyre jobban előtérbe kerül



riságát előidéző körülményeit feltárja, továbbá bizonyos típushelyzeteket, típusformákat állapítson meg a mérnöki felhasználás szempontjából. Az ilyen célú geomorfológiai kutatás a hagyományostól alapvetően különbözik szemléletében; az értékelést mind mennyiségileg, mind minőségileg el kell végezni.

Fontos elméleti, de egyúttal gyakorlati feladat is felmérni és összehasonlítani, hogy az antropogén hatásra a természetes környezethez viszonyítva milyen mértékben változott meg a folyamatok dinamikus egyensúlya. Más szóval, az erdő- és mezőgazdasági tevékenység és a már meglévő műszaki létesítmények (autópályák, víztározók stb.) hogyan illeszkednek be a természeti környezetbe, arra milyen nem várt káros hatást gyakorolnak.

Ezekhez a vizsgálatokhoz — ma még csak mintaként működő — állandó komplex kutatóállomásokat kell kifejleszteni, továbbá rendszeresíteni kell a terepmegfigyelő és kísérletező mozgó állomásokat. Ezek és a speciális laboratóriumok az experimentális geomorfológia gyorsabb fejlődését eredményezik.

A mérnöki geomorfológia elméleti feladatai közé is tartozik a kvantitatív geomorfológia és a matematikai analízis módszereinek a geomorfológiában való alkalmazása, továbbfejlesztése, a módszereknek a konkrét kutatása és eredményközlés számára való alkalmazása.

## IRODALOM

- BAULIG, H. 1940. Le Profil d'équilibre des versants. — *Ann Géograph.* 49. pp. 81-97.
- BULLA B. 1954. Általános természeti földrajz II. köt. — Tankönyvkiadó, Budapest, 549 p.
- FAIRBRIDGE, R. W. 1968. The Encyclopedia of Geomorphology. — Reinhold Book Corp. New York, 1925 p.
- GORSHKOV, G. — YAKUSHOVA, A. 1967. Physical Geology. — Mir Publishers. Moscow, 596 p.
- SCHEIDEGGER, A. E. 1961. Theoretical Geomorphology. — Berlin, Springer Verlag, 327 p.
- STRAHLER, A. N. 1950. Equilibrium Theory of Erosional Slopes Approached by Frequency Distribution Analysis. — *Am. Journal of Sci.*, 248. pp. 673-696, 800-814.
- STRAHLER, A. N. 1956. Quantitative slope analysis. — *Bull. Geol. Soc. Am.* 63. pp. 571-595.
- SZILVÁGYI I. 1965. A mérnökgeológia, építésföldtan fogalma, tárgyköre, vizsgálati módszerei, kapcsolódása a földtani és mérnöki tudományokhoz. — Mérnöki Továbbképző Intézet, Budapest, 12 p.
- TRICART, J. 1962. L'épiderme de la terre, esquisse d'une géomorphologie appliquée. — Masson, Paris, Evolution des Sciences, 1967 p.
- TRICART, J. 1965. Introduction à la géomorphologie climatique. — Paris, 306 p.



## Negyedidőszaki üledékek kutatásának mérnökgeológiai vonatkozásai \*

### 1. Mérnökgeológia, építésföldtani környezet és teljes földrajzi környezet koncepciója

A föld szárazulati domborzata az ember társadalmi-gazdasági tevékenysége túlnyomó részének a hordozója. A földrajzi környezetben és elsősorban magán a domborzaton korunk fejlett gazdasági-műszaki tevékenysége egyre hatalmasabb méretű változásokat okoz. A beavatkozás módja és következményei ugyancsak egyre többoldalú és bonyolultabb tudományos és gyakorlati kérdés megoldását igénylik.

A domborzat anyagi felépítését, kőzeteit, formáit és az ezeket kialakító dinamikus folyamatokat a geológia és a geomorfológia tanulmányozza és magyarázza. A műszaki létesítmények helyes és biztonságos helykiválasztására és a már gazdaságilag hasznosított területek geomorfológiai-geológiai tényezőinek, folyamatainak értékelésére alakult ki az ún. műszaki földtan, vagy mérnökgeológia. A legutóbbi időben a műszaki földtanon belül az ún. építésföldtan került előtérbe, amelynek fő feladata a különböző műszaki létesítmények telephelyei alapozására legalkalmasabb helyek kijelölése, ill. a meglévő műszaki létesítmények fenntartása érdekében a geológiai környezet kutatása.

Napjainkban a tapasztalat azt bizonyította, hogy a létesítmények mérnökgeológiai tervezésekor nem elegendő csupán talajmechanikai vizsgálat, ill. pusztán az építmény szűkebb környéke geológiai tényezőinek értékelése, prognózisa, hanem az esetek többségében szükséges a természeti környezet és a létesítmény között várható kölcsönhatás felmérése (Environmental impact statement).

A teljes természeti környezet figyelmen kívül hagyása vagy a földtani, litológiai, felszínalaktani adottságok szűkkörű kiértékelése esetén előfordult, hogy a műtárgyat, vagy környékét természeti katasztrófa, ill. jelentős károsodás érte, bár maga a létesítmény műszakilag biztonságosan épült meg.

Fontos körülmény, hogy a *dinamikus környezeti, ill. domborzati egyensúly megváltozásában az antropogén tevékenységnek igen megnövekedett a szerepe*. Más szóval a műszaki-gazdasági tevékenység és a már meglévő műszaki létesítmények helyenként egyensúlymegbomlást idéznek elő a környezetben.

\*Az INQUA XI. (moszkvai) Kongresszusa plenáris ülésén 1982.július 3-án elhangzott előadás.



A mérnökgeológia egyik fontos feladata tehát feltárni, hogy a *domborzati*, ill. a *litológiai típusok milyen mértékben állnak dinamikus egyensúlyban*. Az egyensúly ugyanis a hatóerők kényszerű kiegyensúlyozódása miatt lehet *tartós állapotú*, periodikus, ill. éppen csak epizodikus jellegű.

A domborzati egyensúlyt fenntartó természeti tényezők együttes hatása (konstellációja) sok helyen olyan *stabil*, hogy egyes tényezők megváltozása, ill. mesterséges megváltoztatása sem okoz lényeges változást a környezetben. Viszont vannak olyan felszínek is, amelyeken a dinamikus egyensúlyt fenntartó tényezők egyikének hirtelen változása, ill. a mesterséges beavatkozás felborítja az egyensúlyt. Így a felszín, ill. annak kőzetei *mobilitás*, ill. *labilissá* válnak. Egyes ilyen esetekben a felszíni egyensúly visszaállítása már lehetetlen, vagy igen költséges műszaki beavatkozással jár.

Az építésföldtan céljait szolgáló mérnökgeológia éppen a célkitűzésben különbözik a hagyományos domborzatkutatástól, főként abban, hogy a domborzatot és az azt felépítő kőzeteket, valamint azok állapotát, továbbá a geológiai folyamatokat a terület-hasznosítás szempontjából osztályozza és értékeli. A vizsgálat eredményeit e célnak megfelelően területhűen térképeken is rögzíti.

Speciális feladata megállapítani azt, hogy a dinamikus egyensúly mely térségekben marad *tartósan stabilis állapotban*. Továbbá előfordulnak olyan felszínek, litológiai képződmények, amelyek dinamikus egyensúlya csak rövidebb periódusra marad stabilis állapotban. Ezek *periodikus stabilis állapotúak*. Az ilyen domborzat általában egyszer vagy többször ismétlődő egyensúlymegbomlással változik, fejlődik tovább. Az időleghalmozott dinamikus egyensúlyi helyzetben lévő felszín változása lehet lassú, de bizonyos esetekben évszakos vagy epizodikus változásokat is szenvedhet.

Az *egyensúlymegbomlás idején a domborzati forma mobilis állapotú*, mely bizonyos idő után részlegesen stabilizálódhat. Az ilyen felszín *mozgásveszélyes labilis állapotban van*.

A domborzat, ill. annak egyensúlyi állapota, változása csupán egyike a társadalom integrált földrajzi környezetéhez tartozó főbb rendszereknek. A domborzati egyensúly autodinamizmusát priméren (a földrajzi környezet természeti tényezői) a geoszféra folyamatai irányítják, ill. irányították geológiai értelemben.

A domborzati egyensúly alakulását egyre több esetben — a területhasználat igen gyors intenzifikálódása miatt — a termelés és a fogyasztás szférájába tartozó összetett társadalmi tevékenység és a természeti geofolyamatok összhatása irányítja (*1. táblázat*). Az integrált földrajzi környezet rendszerében (PÉCSI M. 1979, 1980) számos és különböző alrendszerbeli és alrendszerek közötti egyensúlyi helyzetek állnak fenn, és egyensúlyi megbomlások mennek végbe.

E helyen csupán azt kívánjuk hangsúlyozni, hogy a földrajzi környezetet, ezen belül a domborzatot és képződményeit ma már a társadalmi célú felhasználással, a termeléssel együtt kell szemlélni és értékelni. Ezzel csak a feladat, a probléma széleskörű összefüggéseit kíséreljük meg előtérbe hozni. Integrált szemlélet és módszerek alkalmazása nélkül a mérnökgeológiai analízis egyoldalú marad.



A fent röviden érintett koncepciónk előrebocsátása után a domborzat és a felszíni üledékek egyensúlyi állapotát fenntartó, s a felszín megbomlását előidéző néhány fontosabb tényező vizsgálatával foglalkozunk. Tesszük ezt úgy, hogy Magyarországon bevezetett jelentősebb mérnöki geológiai-geomorfológiai kutatások köréből és eredményeiről is rövid áttekintést adunk.

## 2. A magyarországi negyedidőszaki üledékek kutatásának mérnökgeológiai irányzatai

Magyarországon az építésföldtani célú mérnökgeológiai, talajmechanikai és mérnöki geomorfológiai vizsgálatok egy országos főirány kutatásai: „Az ország természeti erőforrásainak átfogó kutatása és értékelése” keretébe tartoznak. E főirány kutatásai korábban a Központi Földtani Hivatal és más minisztériumok támogatásával, majd mintegy 11 országos intézmény közreműködésével, a Magyar Tudományos Akadémia irányításával folytak.

### a) Városkörnyékek mérnökgeológiai atlaszai

A fenti kutatási programon belül a mintegy két évtizede folyó vizsgálatok nyomán a magyarországi nagyvárosok, ipari települések, egyes konurbációs és üdülési körzetek racionális használatának és az építkezések célszerű megtervezésének érdekében mérnökgeológiai atlaszok készülnek folyamatosan (Miskolc, Eger, Budapest, Szeged, Pécs, Balaton környéke stb.). Az atlaszok 1: 10 000, ill. 1: 20 000 léptékben 10—16 féle térképváltozatot tartalmaznak<sup>1</sup>(FODOR P. 1978).

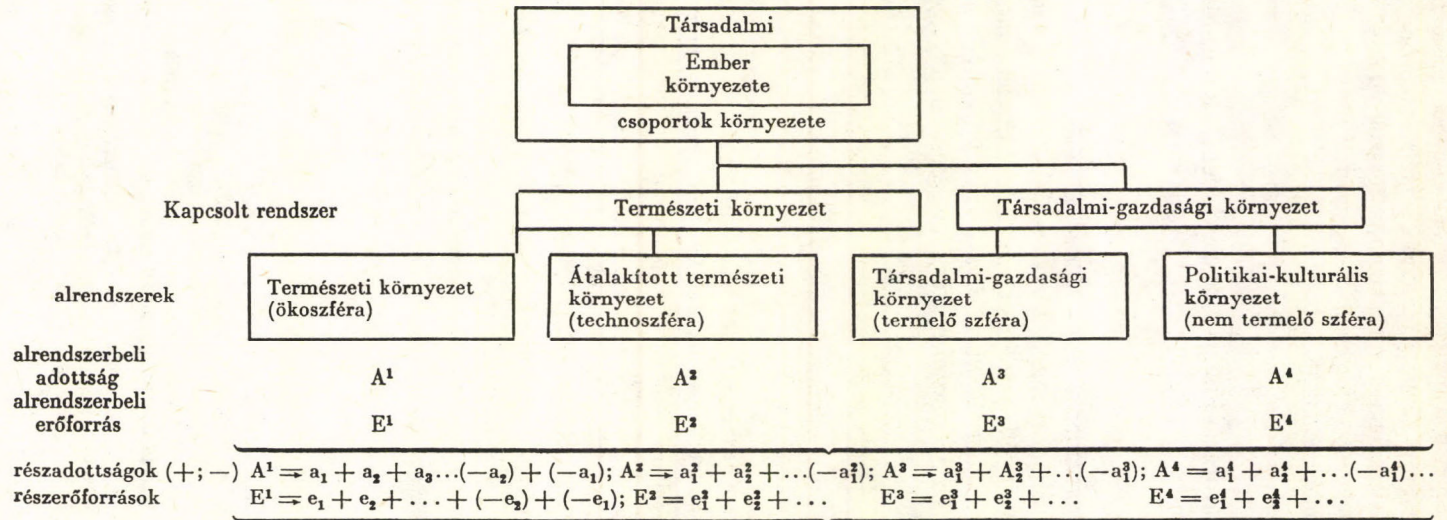
Az atlaszokat — a többszínű térképek mellett — térképmagyarázó kötetek egészítik ki. Mindez a dokumentáció együttesen szolgálja a városok építésföldtani előtervezését, ill. a városrekonstrukciós építkezések előkészítését. Így tulajdonképpen ezek a városi tanácsok kérésére és megrendelésére készülnek.<sup>2</sup>

<sup>1</sup> Az egyes atlaszok tematikája: dokumentációs térkép az adatfelvételi helyekről; fedetlen földtani térkép; negyedidőszaki üledékekkel fedett térkép; a felszín műszaki állaga térkép; geomorfológiai térkép; vízföldtani észlelési térkép; hidrodinamikai térkép; talajvíz átlagos szintjének térképe; talajvíz maximális szintjének térképe; vízkémiai, talajvíz agresszivitási térkép; vízáteresztőségi térkép (2 db); alapozási adottságok 1,5 m, 3,5 m, 5,5 m mélységben; szintetikus regionalizáció térkép; földrengés-veszélyességi térkép (2 db).

<sup>2</sup> Ezeknek a városkörnyéki építésföldtani atlaszoknak különböző térképlapjait a Magyar Állami Földtani Intézet irányításával és közreműködésével a Földmérő és Talajvizsgáló Iroda, egyetemi földtani és mérnökgeológiai tanszékek, továbbá a MTA Földrajztudományi Kutató Intézete készíti.



1. táblázat. A földrajzi környezet tagolódása és integrált, gyakorlati célú kutatása





$A^1$ = Természeti környezeti adottságok	$A^2$ = A mesterséges környezet adottsága	$A^3$ = Társadalmi-gazdasági adottságok	$A^4$ = Kulturális és életszínvonal adottságok
- a domborzat $a_1$	- mesterséges domborzat $a_1^2$	- népesség, aktív népesség $a_1^3$	- népesség kult. képzettsége $a_1^4$
- a felszín felépítő kőzetek $a_2$	- műszaki létesítmények $a_2^2$	- települések, típusaik $a_2^3$	- népesség szakmai képzettsége $a_2^4$
- éghajlati adottságok $a_3$	- mesterséges vízfelszínnek $a_3^2$	- települések állaga $a_3^3$	- kulturális ellátottság és intézményhálózat $a_3^4$
- természetes vizek $a_4$	- természetett növényzet $a_4^2$	- települések kommunális ellátottsága $a_4^3$	- kulturális vonzás, központok értékrend szerinti kategória tip. $a_4^4$
- bioszféra kvázi eredeti $a_5$	- javított ill. rontott talajok, talajszennyeződés termelő stb. szolgáltató tevékenység miatt $(-a_5^2)$	- bányászat és ágai $a_5^3$	- szabadidő kihasználás adottságai és intézmények $a_5^4$
- talaj kvázi eredeti $a_6$	- lég- és vízzennyezett terek $(-a_6^2)$	- erdő- és mezőgazdaság $a_6^3$	- világnézeti, politikai tudatformálás adottságai és intézményhálózat $a_6^4$
		- termelő ipari ágazatok $a_7^3$	- közigazgatás hierarchikus adottságai és intézményhálózata $a_7^4$
		- ellátó szolgáltató ipar (közlekedéssel együtt) $a_8^3$	

$E^1$ = Természeti környezeti erőforrások	$E^2$ = Mesterséges környezeti erőforrások	$E^3$ = Társadalmi-gazdasági termelési erőforrások	$E^4$
- ásványi erőforrások $e_1$	- bányahányók erőforrás $e_1^2$	- munkaerő-forrás $e_1^3$	- kulturális és államigazgatási int. koncentrációadásából származó előnyök $e_1^4 - e_n^4$
- hidrometeorológiai erőforrások $e_2$	- víztározók erőforrás $e_2^2$	- települések, telephelyek helyzeti energiájából fakadó erőforrások $e_2^3$	
- talajerőforrás $e_3$	- természetett növényzet erőforrásai $e_3^2$	- területi (társ.-gazd.) erőforrások $e_3^3$	
- bioszféra (massza) erőforrás $e_4$	- üdülő-kirándulóhely erőforrás $e_4^2$	- termelési ágakból fakadó erőforrások $e_4^3$	
- különleges táji erőforrás (helyi energiák együttese) $e_5$		- szolgáltatásokból fakadó erőforrások (közl. is) $e_5^3$	
		Negatív „erőforrások”	
		- termelő és szolgáltató tevékenységből fakadó közvetlen gazdasági károsodás $(-e_1^3)$	
		- egészségi szempontból károsodott terület $(-e_2^3)^*$	



## b) Az Alföld negyedidőszaki geológiai térképezése

Mind módszertani, mind gyakorlati szempontból igen számottevő vállalkozás a Magyar Alföld egészének komplex geológiai, mérnökgeológiai térképezése. Az ötvenes évektől a Magyar Állami Földtani Intézet által kezdeményezett kutatás a felszín közeli negyedidőszaki üledékformációkat mintegy 10 m mélységig elemezte, de ugyanakkor figyelembe vette a mélyebb helyzetű rétegeket is és több tízezer mélyfúrási adatot is értékelt. A geológiai-mérnökgeológiai, hidrogeológiai és agrogeológiai szempontú kutatáseredményeket eddig mintegy 10 atlaszban publikálták. Mindegyik atlasz 20 térképvariánst tartalmaz (ld. RÓNAI A. 1979).

Ezek:

Geológiai variánsok: 1. A fúrások helye; 2. Felszíni geológiai térkép; 3. Litológiai térkép 10 m mélységig. Agrogeológiai variánsok: 4. Az altalaj mésztartalma; 5. Permeabilitás és konszolidáció foka a felszínen. Mérnökgeológiai variánsok: 6. Alapozási térképek 2 m mélységig; 7. Alapozási térképek 5 m mélységig; 8. Üledékformációk 10 m mélységben a felszín alatt; 9. Mérnökgeológiai régiók jellemzése: Hidrogeológiai variánsok: 10. Talajvízszint felszín alatti mélysége; 11. Talajvíz hidrosztatikai szintje a felszín alatt; 12. A talajvíz szintje a tenger szintjéhez viszonyítva; 13. A talajvíz oldatok tartalma; 14. A talajvíz emelkedésének a mértéke fúrásokban; 15. A legjobb vízáadó réteg mélysége 500 m-ig; 16. Negyedkori üledékréteg vastagsága; 17. Felsőpliocén üledékréteg vastagsága; 18. Alsó/felsőpannoniai határ; 19. Neogén előtti aljzat domborzata; 20. Ásványi lelőhelyek

A Magyar Alföld geológiai atlaszai igen gazdag információt szolgáltatnak a negyedidőszaki üledékek fizikai-kémiai és genetikai szempontú jellemzésére, amelyek mind a vízháztartás, mind az agroökológiai környezet, mind pedig a mérnökgeológia szempontjait messzesemenően szolgálják.

## c) Felszínmozgások által veszélyeztetett felszínek, ill. üledékek katasztrozése

A műszaki-gazdasági létesítmények, főleg új utak nyomvonalának tervezése, ill. a meglévők biztonságos üzemeltetése érdekében a Központi Földtani Hivatal szükségesnek találta a felszínmozgások által veszélyeztetett területek feltérképezését. A lejtős tömegmozgásokat korábban ugyanis csak ott és akkor regisztrálták, vizsgálták, ahol valamilyen létesítményben károsodást okoztak. Azonban már az előtervezésnél is ismertetni kell a bizonytalan egyensúlyi állapotban lévő felszíneket, sőt célszerű a tömegmozgásokat típusaik szerint is kategorizálni. A műszaki beavatkozással kapcsolatos védekezés módja ugyanis a földmozgások típusai szerint különböző lehet. Ebben az előkutatási programban az általunk kidolgozott mérnöki geológiai-geomorfológiai irányzatot a MTA Földrajztudományi Kutató Intézete geomorfológus munkaközössége alkalmazta eredményesen, együttműködve a talajmechanikus mérnökökkel. Az együttműködés ke-



retében elkészült Magyarország felszínmozgásos térképsorozata 1: 100 000 és egy összefoglaló fél milliós méretarányban, továbbá kidolgozásra került a felszínmozgások regionális katasztere. Jelenleg a gyorsan növekvő városok, bánya- és iparvidékek, üdülőzónák környékén a felszínmozgásokkal veszélyeztetett környezetben részletes, 1: 10 000 léptékű térképezés és prognosztikus értékelés folyik (PÉCSI M.—JUHÁSZ Á. 1974, PÉCSI M.—SCHEUER Gy.—SCWEITZER F. 1979, SZILÁRD J. 1978).

#### *d) Agroökológiai potenciál-felmérés és agroökológiai körzetesítés*

Az élelmiszertermelés növelése a föld népességének rohamos szaporodása következtében egyetemes problémává vált és a mezőgazdasági termékek jelentősége is számottevően felértékelődött, sőt közülük némelyek (gabonafélék) gazdasági-stratégiai szerepűvé váltak.

Magyarország agrártermelése az elmúlt két évtized során sok vonatkozásban megkétszereződött. A jelen világ gazdasági helyzetben időszerűvé vált annak felismerése, hogy az ezredfordulóig milyen mértékben növelhető tovább a termelés, figyelembe véve az ország agroökológiai potenciáljában rejlő tartalékok racionálisabb kihasználását, a termőhelyek optimális kiválasztását (MAROSI S. 1969).

A Magyar Tudományos Akadémia az agrár- és a földtudományok, továbbá a biológia köréből nagylétszámú munkaközösséget szervezett a felmérés elvégzésére. A mintegy két évig tartó elemzés és prognóziskészítés eredménye röviden összefoglalva az volt, hogy a jelenlegi termelési eljárásokkal — nem számolva szintáttörő technológiai-biológiai eredményekkel —, uralkodóan szabadföldi növénytermeléssel is a teljes növényi produktók mintegy 80 %-kal növelhetők a jelenlegi hozamokhoz képest, az optimális termelőhelyeket hasznosító vetésszerkezettel pedig az ezredfordulóra a gabonafélék, a szőlő és bizonyos gyümölcsök termékhozama megkétszerezhető. Már ez az országos vizsgálat is egyértelműen igazolta azt, hogy azok az ökológiai körzetek a legjobb gabonatermőhelyek, ahol a talajképző kőzet löszből, ill. löszszerű üledékekből áll. Az egyes növényfajták igényeinek legmegfelelőbb termőhelyek megválasztására irányuló részletes kutatások a megyékben (helyenként ökológiai körzetben) folytatódnak, mivel az is megállapítást nyert, hogy ily módon is mintegy 20 % termésátlagnövelés érhető el (GÓCZÁN L. 1978, 1981, LÁNG I. és társai 1983, LÓCZY D.—TÓZSA I. 1982).

A mérnökgeológiai, agrogeológiai szempontú kutatások egyik fontos feladatául a rossz, ill. a gyenge litológiai adottságú termőhelyek vizsgálatát választottuk. Magyarországon ugyanis a kiváló termékenységű löszös talajok mellett, ill. azok közé ékelődve jelentős kiterjedésben fordulnak elő nyers homoktalajok és gyengén humuszos homoktalajok, ill. homokbucka-vidékek. Külön tanulmányunk tárgya, hogy milyen összefüggések vannak a homoktalajok termékenysége és a homok ásványos összetétele, a felszín formái, továbbá a talajvíz-háztartás között (PÉCSI M.—ZENTAY T.—GEREI L. 1982).



Egyebek között megállapításra került, hogy:

1. A humuszos homoktalajok viszonylag alacsony agyagtartalma fontos szerepet játszik, mivel az agyagásványok — magas abszorpciós kapacitásuknak köszönhetően — erősen befolyásolják a vízháztartást és a tápanyagforgalmat.

2. A homoktalajok termékenységét nem csupán genetikai szintjeik határozzák meg, hanem a homokfelszín tagoltsága, a talajvíz helyzete, a homokos üledék fizikai, kémiai és ásványi jellemzői együttesen.

#### *e) Lössösszletek vizsgálata speciális földcsuszamlások elleni védekezés szempontjából*

Magyarország területének nagyobb részét különböző típusú és vastagságú löszös üledékek borítják. Ezek közül legjelentősebb kiterjedésűek az alacsony fekvésű „alföldi löszök” (infúziós löszök), amelyek részben az ártereken, részben az ártereknél néhány m-rel magasabb hordalékkúp-felszíneken települnek.

Mérnökgeológiai szempontból figyelmet és speciális vizsgálatot igényelnek a hegylábakon és dombsági lejtőkön előforduló 5—25 m vastagságú, főként lejtőlöszök. Ugyancsak kiterjedtek az ún. platólöszök, amelyek a magasabb hordalékkúp-felszíneken mintegy 40—60 m vastagságban települnek. Ez utóbbi lösztípusok főként a Duna alföldi szakaszán, annak Ny-i partja mentén helyezkednek el és a Duna árterére leszakadó magas löszfallal végződnek (PÉCSI M. 1979, PÉCSI M.—SCHEUER GY.—SCHWEITZER F. 1979). A Duna-menti magas partokban a magyarországi löszformáció egymástól jól elkülönülő két tagozatra, az ún. fiatal löszökre és az idősebb löszökre tagolódik (PÉCSI M. 1982).

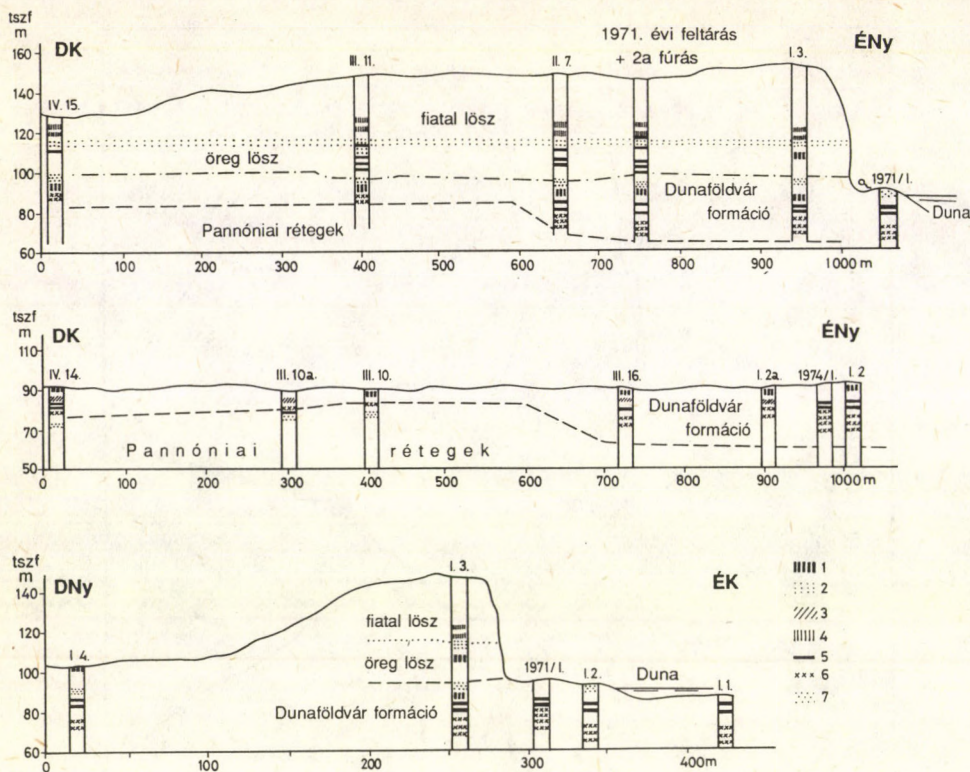
Szükségessé vált a Duna-menti löszös magaspartok mérnökgeomorfológiai és geológiai kutatása alkalmanként azért is, mert egyes ipari településeknél, vagy vasúti híd közelében az elmúlt évtizedben is jelentős földmozgás, földcsuszamlás zajlott le. Ez utóbbi elleni védekezés mérnöki módszereinek kidolgozása érdekében a magyar löszkutatók és talajmechanikusok néhány részletes vizsgálatot végeztek. Ezek során, számos talajmechanikai fúrás segítségével, a löszformációk litológiai tulajdonságai és térbeli helyzete került részletes feldolgozásra.

Az egyik legjelentősebb mozgás 1970-ben *Dunaföldváron* a vasúti és közúti híd közelében ment végbe. A földcsuszamlást követően részletes földtani-mérnökgeológiai vizsgálatokat folytattunk az 50 m magas löszfal mentén annak érdekében, hogy a folyópartot megvédjük a további csuszamlásoktól. A vizsgálatokat úgy terveztük, hogy fúrási hálózattal feltárjuk az egész löszplató, továbbá a Duna-part és a folyómeder geológiai felépítését (1., 2. ábra). A kutatás gyakorlati célja az volt, hogy feltárjuk a csuszamlást előidéző okokat, meghatározzuk a csúszási lap felszínét és a löszösszlet litológiai és szilárdsági tulajdonságait.









2. ábra. A dunaföldvári Kálvária-domb egyszerűsített földtani szelvénye. — 1 = réti talaj; 2 = folyóvízi homok; 3 = talajszediment; 4 = csernozjom szerű talaj; 5 = erdőtalaj; 6 = vöröshagyma; 7 = rózsaszínű homokos szilt

A fúrássorozat alapján megállapítható volt, hogy a korábbi csuszamlások is az olyan partszakaszokon jöttek létre, ahol a pannóniai agyagos alapzat magasabb helyzetű, vagyis kb. a Duna középvízszintjében fekszik, ahol az agyag- és a löszösszlet között települő homokos rétegben szivárgó vizek érkeznek a meredek partfalhoz, amelynek mentén, ha a források nem képesek kifolyni, a löszösszlet alsó rétege is jelentősen átnedvesedik. A rétegvíznek a felszínre törését a meredek löszfal aljában régebbi csuszamlások halmaza is akadályozza, s ezáltal egyes szakaszokon a rétegvíz a magasabb löszrétegekbe is felemelkedik.

A szivárgó vizek szélsőséges felduzzadását természetesen csapadékos évszakok, évszaktok segítik elő, de a magaspart alján előforduló korábbi csuszamlási halmaz szintén felduzzasztja. A rétegvíz-utánpótlás a meredek löszfalhoz a távolabbi vízgyűjtő területről érkezik és nem csupán a felszínre lehulló csapadékból táplálkozik. A dunaföldvári löszös magaspartban kimutatható volt egy magasabb helyzetű homokréteg is, ez azonban csak nagyon kevés talajvizet tárolt. Így a csuszamlásra elegendő vízmennyiség a magasabb szintben nem gyülemlik fel.



Dunaföldváron a csuszamlást megelőző nyár erősen csapadékos volt, a megelőző év csapadékösszege a 600 mm-t is felülmúlta, az átlagos 500 mm-rel szemben. A csuszamlást hónapokkal megelőzően a löszplató peremén repedéseket lehetett megfigyelni. A repedéshálózatok fokozatosan tágultak és egyre mélyebbre hatoltak. Megfigyeléseink szerint a dunaföldvári magas löszfalban a repedezettség akkor jelent meg, amikor az egyébként száraz löszösszlet alatti iszapos, homokos réteg annyira átnedvesedett, hogy a szemcsék kohéziós szilárdsága meggyengült. Kezdetben a roskadás jelentéktelen volt, de elégséges ahhoz, hogy a meredek löszfal kb. 75—80 fokos töréshálózat mentén a parttal párhuzamos szeletekben mélyrehatóan továbbrepedezzen vagy elkülönüljön. Az elkülönülés azonban még nem volt teljes, mert az elvált, repedezett földszelvények támaszkodtak a szilárd kontinuumként helyben maradó partfalra. Ez az állapot hetekig-hónapokig megmaradhatott, addig, amíg a fokozódó mértékben átnedvesedő alsó idős löszrétegben, a földszelvény nyomásának hatására, a kohéziós stabilitás hirtelen meg nem szűnt. Ez a jelenség a nedvesség és a nyomás egy kritikus mennyiségi értékénél következett be. Amikor az alsó rétegben ez a hirtelen nyíródás előállt, akkor az egész felette lévő földszelvény nagy erővel lezökkent, az átnedvesedett, rugalmas, agyagos alaplaztra ütközött (helybeliek szerint hangos durranás kíséretében).

A dunaföldvári szeletes földcsuszamlás esetén a potenciális csúszólap preformált volt és a csaknem horizontális településű vörösayag és a löszösszlet érintkezési zónájában képződött. A nyíródás után a hatalmas földszelvény tömegüknél fogva óriási nyomást és ütést eredményeznek, melynek következtében a preformált csúszólapon bemélyülő lapos ívben megcsuszamlanak. A megcsuszamlott földhalmaz előterében a csúszás alapzata, az agyag pikkelyes és felboltozódásos szerkezettel kitüremlett. Esetünkben ennek eredményeként a Duna medréből két szigetív emelkedett ki. A parttól távolabb fekvő szigetszerű földnyelv pannóniai agyagból és az arra települő vörösayagból, a parthoz közelebb fekvő pedig a löszpart alsó két rétegéből és a korábbi csúszások során a Duna medrébe került rétegekből állt (68. oldal ábrája).

A dunaföldvári szeletes földcsuszamlás a suvadásos földmozgástól különböző mozgásforma.

A szeletes földcsuszamlásra jellemző bélyegek:

a) a potenciális csúszólap kialakulása geomorfológiai és geológiai felépítés következtében preformált;

b) a szeletes földcsuszamlás és csúszólapja közel az erózióbázis szintjében horizontálisan fekvő vizet át nem eresztő agyagon enyhén ívelő alámetszéssel alakul ki a magas löszfalak peremén;

c) a vízzáró réteg felett szivárgó vizet vezető réteg nedvesítő hatása;

d) a löszösszlet alsó átnedvesedett kötege elveszti nyomószilárdságát, a felső rétegek nyomásának és a nedvességnek egy kritikus állapotában következik be a nyíródás;



e) a lezökkenő, vastag földszelvények a preformált csúszólapon rotációs csúszó mozgást végeznek, a tömeg horizontális elmozdulása csekély.

Ezzel szemben a suvadás esetében a csúszólap magában a nyíródást szenvedett agyagtömbben alakul ki, és a félhenger felületű nyírási felszín válik csúszólappá. A potenciális csúszólap tehát geológiailag nem előre jelzett. E két tömegmozgás-típus között ezenkívül még a hidrogeológiai és a hidrometeorológiai feltételekben is lényeges különbségek vannak.

A suvadás kiváltódásában pl. a felületi átnedvesedés játszik döntő szerepet, a szeletes földcsuszamlás pedig, egyéb feltételek fennállása esetén, a rétegvízre és a szeizmikus mozgásokra reagál érzékenyen, továbbá jól rétegzett löszösszetben alakul ki típusosan.

A védekezés fő iránya a szeletes csuszamlásos típus esetén a rétegvíz, ill. a talajvíz elvezetésének biztosítása. A megfigyelés alapján csuszamlás-veszélyesek a dunai magaspart meredek löszfalában azok a szakaszok, ahol a vízzáró réteg (pannóniai agyag) fölött erős rétegvízszivárgás vagy a forrástevékenység ellanyhulása következik be.

Periodikus csuszamlások kipattanása több tényező konstellációja esetén következik be. Ezek közé soroljuk: csapadékosabb évszakokat, a Duna jelentős vízszint-ingadozásait, apró szeizmikus mozgásokat és mesterséges vízduzzadások integrálódását, továbbá a magaspart alján a vízvezető réteg elzáródását a korábbi csuszamláshalmaz következtében.

Hasonló jelenség volt megfigyelhető a *dunaújvárosi löszös magaspart* szelvényében, továbbá Dunaszekcsőn és más meredeken alámosott löszös partszakaszon is.

A dunaújvárosi földcsuszamlás a dunaföldváréhoz hasonló geológiai-geomorfológiai és hidrológiai-hidrogeológiai körülmények következtében mintegy 3 km hosszúságban következett be, és veszélyeztette az újváros lakótelepének és vízellátásának műszaki létesítményét. Ezért a dunaújvárosi partszakaszon nagyszabású műszaki óvintézkedéseket kellett tenni, amelyeknek mérnökgeológiai-talajmechanikai vizsgálatához számos fúrást s aknafeltárást kellett végezni.

A partvédelmi eljárás lényege, hogy a dunaújvárosi magaspart két vízvezető homokrétegből különböző módon kutakkal és földalatti csatornákkal elvezetik a vizet. Másrészt a meredek partot rézsüzték és a felszíni vizeket is rendezték. A rézsüztött lejtőket megerősítették és növényzettel telepítették be. A többirányú védekezés következtében mintegy 10 év óta a mozgások teljesen megszűntek és geodéziai mérések alapján sem lehet a legcsekélyebb elmozdulást sem észlelni (részletesebben I. PÉCSI M. 1971, PÉCSI M.—SCHEUER Gy.—SCHWEITZER F. 1979).

Hangsúlyozni kell, hogy a löszcsuszamlás és a löszrétegek mozgása szoros kapcsolatban van a környezet geológiai, geomorfológiai és ökológiai tényezőivel. A talajmechanikai vizsgálat önmagában nem szolgáltat elég információt a lejtők és meredek löszös magaspartok csúszási folyamatáról, ill. ezeknek a mozgásoknak időszakosságáról és gyakoriságáról. A löszös kőzetek dinamikus változásáról mélyebb ismeretekhez juttatnak minket a mérnök-geomorfológiai megfigyelések és a löszrétegek három dimenziós geomorfológiai-geológiai elemzése.



## *f) A löszkutatás legfontosabb gyakorlati vonatkozásai*

A Föld löszvidékei jelentős szerepet játszottak és játszanak a népesség eltartásában és ezek még ma is a legsűrűbben lakott területek közé tartoznak.

A löszvidékek igen kedvező természeti feltételt biztosítanak a mezőgazdasági termelés számára, sőt sok helyen a lösz építési alapanyagnak is használják.

A műszaki tevékenység és a mezőgazdasági termelés eredményeként a lösz könnyen erodálódik, az épületek alatt roskad és tartóssága ily módon csökken. Ezért a lösz és talajtakarójának vizsgálata gyakorlati célú is, mely magába foglalja egyrészt a mezőgazdasági termelés szintjének fenntartását, ill. fokozását, másrészt a gazdasági és műszaki létesítmények telepítését és működésük biztosítását.

Ma már a mérnöki nézőpontból végzett gyakorlati löszkutatás vitathatatlanul fontosabbá vált:

1. Gyakorlati szempontból a lösz kritikus tulajdonsága abban nyilvánul meg, hogy a kőzetet képező finomszemcsés ásványok a mésztől összeragadnak, ezáltal a lösz szerkezete likacsos és nem tömör. A pórusokban a levegőn kívül különböző kötésű víz van jelen; ezek döntő befolyást gyakorolnak a lösz, mint kőzet, stabilitására.

Ebből adódóan a típusos lösz és a löszszerű képződmények közül határozottan meg kell különböztetni egy mérnökgeológiai szempontból kritikusan viselkedő löszkategóriát.

Ezt a klasszikus értelemben vett típusos löszfajtát fizikai és kémiai paraméterek segítségével kell megkülönböztetni a löszszerű kőzetektől, melyek egyéb mérnöki szempontból nem viselkednek kritikusan. Ez annál is inkább szükséges, mivel a löszgenetikával foglalkozó szakemberek egyre több löszszerű képződményt sorolnak a „löszös kőzetek” kategóriájába.

2. A litológiai szerkezet és a különböző típusú löszök vizsgálata szükséges a mezőgazdasági termelés szempontjából, mert ezek kapcsolatban vannak a löszös talajok termékenységével és pusztulásával.

3. Néhány lösztípus tápanyagokban gazdagabb; ezért a lösz és löszszerű üledékek fizikai, kémiai és talajtani jellemzőinek elemzése és feltérképezése szoros kapcsolatban áll az agrogeológiai kutatásokkal.

4. Nagyrészt tapasztalati megfigyelések eredményeit, korlátozott számban mért adatokat használnak a talajerózió és a művelési ágak közti összefüggések feltárására. Így a művelési módot a felszín természetes ökológiai egyensúlyához kell igazítani.

5. A löszképződményekben és a löszterületeken a természeti folyamatok és műszaki tevékenység hatására létrejött dinamikus változások (szakadás, omlás, csuszamlás, összepréselődés, oldódás, mechanikai szuffúzió, lösz vízmosta eróziója stb.) sokoldalú kutatási feladatot jelentenek a mérnökgeológia számára. A löszterületek és löszrétegek fizikai-mechanikai, dinamikai, sőt szeizmikus jellemzőinek pontos mérnökgeológiai és talajmechanikai vizsgálatai nélkülözhetetlenek a tervező és az építő mérnökök számára.



A gyakorlat által irányított löszkutatásokkal foglalkozó tanulmányok száma egyre nő. A lösz természetes tulajdonságainak és gazdasági hasznosságának gyakorlati értékelése és komplex vizsgálata az utóbbi időben fő kérdéssé vált a területi tervezésben és az építkezésben.

## IRODALOM

- FODOR, P. 1978. Engineering-geological mapping in Hungary.—International Conference on Geomorphologic Mapping, Budapest 25-28 Oct. 1977. Geogr. Research Inst. of Hung. Acad. of Sci. pp. 49-57.
- GÓCZÁN L. 1978. Új komplex földértékelési rendszer. — Földr. Ért. 27. 1. pp. 1-30.
- GÓCZÁN L. 1981. A természeti környezet ökológiai tényezőinek relatív értékelése. — Földr. Ért. 30. 2-3. pp. 145-158.
- LÁNGI.—CSETE L.—HARNOS ZS. 1983. A mezőgazdaság agroökológiai potenciálja az ezredfordulón. — Mezőgazd. Kiadó, Budapest. 265 p.
- LÓCZY D.—TÓZSA I. 1982. Mezőgazdasági célú környezetminőség automatizált módszerrel. — Földr. Ért. 31. 4. pp. 409-425.
- MAROSI S. 1969. A természetföldrajz időszerű kérdései Magyarországon. — Földr. Közl. 17. 4. pp. 359-362.
- PÉCSI M. 1971. Az 1970. évi dunaföldvári földcsuszamlás. — Földr. Ért. 20. 3. pp. 233-238.
- PÉCSI M. 1979. A földrajzi környezet új szemléletű értelmezése és értékelése. — Földr. Közl. 27. (103.) 1-3. pp. 17-27.
- PÉCSI, M. 1980. Qualification of physical environmental factors on maps.—Symposium International sur la Cartographie de l'Environnement et de sa Dynamique. Caen. 18-23 juin 1979, France. Univ. de Caen. Union Geogr. Internat. pp. 55-63.
- PÉCSI, M. 1982. The most typical loess profiles in Hungary. — Quaternary Studies in Hungary. Geogr. Research Inst. of Hung. Acad. of Sci. Budapest, pp. 145-170.
- PÉCSI, M.—JUHÁSZ, Á. 1974. Kataster der Rutschungsgebiete in Ungarn und ihre kartographische Darstellung.—Földr. Ért. 23. 2. pp. 193-202.
- PÉCSI, M.—SCHEUER, Gy. 1979. Engineering geological problems of the Dunaujváros loess bluff.—Acta Geol. Acad. Sci. Hung. Tom. 22. 1-4. pp. 327-344. Budapest.
- PÉCSI, M.—SCHEUER, Gy.—SCHWEITZER, F. 1979. Engineering geological and geomorphological investigation of landslides in the loess bluff along the Danube in the Great Hungarian Plain.—Acta Geol. Acad. Sci. Hung. Tom. 22. 1-4. pp. 345-354. Budapest.
- PÉCSI, M.—ZENTAY, T.—GEREI, L. 1982. Engineering geology and the fertility of the sand soils of the southern Danube—Tisza Interfluve. — Quaternary Studies in Hungary. Geogr. Research Inst. of Hung. Acad. of Sci. Budapest, pp. 255-270.
- RÓNAI, A. 1979. Geological mapping of the Great Hungarian Plain.—Acta Geol. Acad. Sci. Hung. Tom. 22. 1-4. pp. 355-366.
- SZILÁRD, J. 1978. Some aspects and presents situation of engineering-geomorphological mapping in Hungary.—International Conference on Geomorphologic Mapping. Budapest 25-28 Oct. 1977. Geogr. Research Inst. of Hung. Acad. of Sci. Budapest, pp. 167-173.



## A domborzati egyensúly megváltozása az ember műszaki-gazdasági tevékenysége következtében<sup>\*</sup>

### 1. Természetes és antropogén felszínformáló folyamatok jellege

A domborzatot az exogén erők különböző mértékben és bonyolultan egymásra ható fizikai-kémiai-biogén mozgásfolyamatok révén alakítják. Alapjában véve a gravitációs hatás érvényesülése működteti a Föld felszínén az anyagszállító közeget és a mozgatott anyagot. Ez egyrészt közvetlenül hat pl. a folyóvíz, a jég, a lejtőmozgásos folyamatok, másrészt közvetve, pl. a szél keltette hullámmozgás és az áramlások esetében. Azonban a nehézségi erő hatásától, ill. irányától függetlenül is kiváltódik anyagmozgatás a fizikai-kémiai folyamatok és a molekuláris feszültségek (pl. a hőmérséklet-hatások, az olvadás, oldás, kristályosodás, abszorpció, száradás, ozmózis stb.) fellépése révén.

A növényi és állati organizmusok vegetatív tevékenységük során nagymértékben hozzájárulnak a kémiai folyamatok működéséhez és a molekuláris feszültség kiváltásához, de ezen túlmenően sajátos biogén hatást fejtenek ki. A felszínalakulás szempontjából nézve e hatás a legerősebb a humidus éghajlati övekben, esetenként lokálisan azon kívül is jelentős lehet. Ennek lényege V. I. VERNADSKIJ (1930) szerint az, hogy a bioszféra élőlényei élettevékenységükhöz *felhasználják a fényenergiát* és azt növekedésük, elhalásuk révén szabad (munkaképes) energiává alakítják. Ez az energia a földtörténet folyamán fizikai-biokémiai folyamatokon keresztül jelentős mértékben hozzájárult a felszín formálásához.

A biokémiai folyamatok egyrészt döntő szerepet játszanak a talaj képződésében, a kőzetek elműllasztásában, másrészt a növénytakaró felszínhez kötöttségénél fogva fékezi, gátolja az egyes exogén erők (szél, víz stb.) domborzatpusztító tevékenységét. A növényi és állati organizmusok élettevékenységük során jelentős anyagfelhalmozódást, kisebb-nagyobb geológiai és geomorfológiai formációkat is hoznak létre (pl. tőzeg, korallmészkö és zátonyok stb.).

Azokat a domborzatformáló folyamatokat, melyekben az élő szervezetek tevékenysége a döntő, összefoglalóan *biogeomorfológiai folyamatoknak* is nevezik. Ezek a természetes felszínformálódás exogén folyamatainak csak kis hányadát teszik ki (PÉCSI M. 1967). A domborzat a geológiai idők folyamán valamennyi természetes folyamat —

<sup>\*</sup> MTA Biol. Oszt. Közl. 14. 1971. pp. 29—37.



endogén és exogén erők — hatására meghatározott dinamikus egyensúllyal fejlődik, vagyis a domborzatot időleges és dinamikus egyensúly — equilibrium — jellemzi. A felszínalakításban résztvevő erők maguk is hatalmas energiával rendelkeznek és óriási tömegeket mozgatnak meg. Ilyen pl. a relatíve lassan ható „tektonikus erő”, mely a Föld szilárdkérget, ill. egyes darabjait mozgatja, vagy ezzel szemben a „légkör mozgási ereje”, amely a legmozgékonyabb és legnagyobb hatású külső erő. Ez mozgatja a parti hullámokat, emel magasba óriási mennyiségű párákat, és szállítja a kontinensek fölé, ahol csapadék formájában lehull. A domborzat konfigurációjának megfelelően a felszínre hullott csapadékvíz potenciális energiája kinetikus energiává alakul, miután legyőzi a talaj és a növényzet ellenállását.

Az óriási energiákkal működő természetes felszínformáló folyamatok mellett, ill. velük szemben a műszaki és technikai tevékenység rohamos fejlődése révén a társadalom okozta földfelületi változások is jelentőssé váltak. Sőt, ezek hatása az egyes természeti folyamatokat esetenként oly mértékben felgyorsította, vagy olyanok működését váltotta ki, hogy velük mint *antropogén természeti geofolyamatokkal* külön is foglalkozni kell.

Míg a természeti folyamatok előfordulása, elterjedése a földrajzi, földtani feltételektől függ, addig az antropogén geofolyamatok az egyre kiszélesedő emberi tevékenységi környezetben a mezőgazdasági, műszaki-bányászati behatások mértékével állnak kapcsolatban. Kiemelt kutatásukat egyre fokozódó jelentőségük indokolja.

## 2. Antropogén felszínformáló folyamatok

A gazdasági-műszaki hatások következtében a társadalom a természeti (földrajzi) környezetet „*antropogén tevékenységi környezet*”-té alakította át. A legősibb felszínalakító emberi tevékenység a (primitív) földművelés volt, amely azóta is egyre maradandóbb változásokat idéz elő, és az ún. *agrogén domborzatot* hozta létre.

Messze visszanyúlunk a bányaművelés, a kezdetleges folyó- és árvízszabályozások és a város-, település- és az úthálózat építésekkel kapcsolatos földmunkálatok is. Ezek, különösen a jelen évszázad során, helyenként óriási méreteket öltöttek. Így jön létre egyre nagyobb területeken a mérnöki építő munka során az ún. *technogén domborzat*.

A közvetlen műszaki-gazdasági tevékenységgel végbevitt (agrogén és technogén) domborzatformálás: a *felszín feltagolása* (árkok, útbévágások, bányagödrök stb.), a *felszín elegyengetése* (szántóföldek, települések és útvonalak planációja stb.), az *anyagfelhalmozás* (bányahányók, töltések, kultúrrétegek stb.) emberi, állati, gépi és más energiák felhasználásával történik.

E tisztán „*antropogén*” tevékenység hatására másodlagosan olyan természeti folyamatok is kiváltódtak, amelyek természetes viszonyok között egyáltalán nem játszódtak volna le, vagy abnormálisan nem gyorsultak volna fel. Ez utóbbiakat emberi tevé-



kenység hatására aktivizálódott geofolyamatoknak, vagy egyszerűbben *antropogén természeti folyamatoknak* nevezhetjük. A természeti folyamatok aktivizálódása, abnormális működése jött létre a természetes növénytakarójától megfosztott domborzaton, lejtőfelszíneken stb. Ilyen változás esetén pl. a felületi lefolyás a természetes állapothoz viszonyítva a többszörösére, nem ritkán tízszeresére gyorsult fel. Ugyanilyen értelemben váltak aktívan pusztuló domborzattá a mesterséges víztározók partjai, az útbevágások és a bányászat által sérült lejtők. Ezeken, míg a lejtőegyensúly újra ki nem alakul, csuszamlásos, omlásos stb. folyamatok váltódnak ki. A mesterséges hatásra másodlagosan felélénkült domborzatpusztító, anyagszállító folyamatok a folyómedrek, völgytalpak gyors eliszapolódását, feltöltését, a töltésekkel elzárt völgyekben pedig a talajvízháztartás megváltozását vonták maguk után.

A minden vonatkozásban még fel nem tárt, káros antropogén hatások nemcsak a domborzat alakulására hatnak ki nem várt módon, hanem a gazdálkodás és az emberi élet egyéb területeire is. Az antropogén tevékenységekkel közvetlenül létrehozott mesterséges formákat, felhalmozódásokat és ezek következményeként kialakult aktivizált felszíneket és folyamatokat áttekintően az 1. táblázat szemlélteti és csoportosítja.

### 3. A természeti és az antropogén geofolyamatok és jelenségek kapcsolata

A felszínalakulás és az üledékképződés dinamikáját vizsgáló hagyományos geomorfológia és geológia a figyelmet csaknem kizárólagosan a természetes folyamatokra irányította. Napjainkban az antropogén felszínformáló folyamatok erőhatásainak és törvényszerűségeinek vizsgálatát a mérnöki szempontú geológia és az ilyen irányú kutatási körét most kialakító mérnöki geomorfológia vette munkatervébe.

Az emberi tevékenységgel való kapcsolat szempontjából a jelenlegi domborzatformáló geofolyamatokat három csoportba oszthatjuk (F. V. KOTLOV 1961):

1. természeti folyamatok és jelenségek, amelyekre az emberi tevékenység nincs befolyással<sup>1</sup>;

2. természeti-antropogén folyamatok, amelyek az ember tevékenysége következtében mennyiségi és minőségi változásokat szenvedtek;

3. antropogén geofolyamatok, melyek teljes egészükben az ember gazdasági-műszaki-építő tevékenységével állanak közvetlen összefüggésben.

Az antropogén folyamatok szerepével, azoknak a természetes folyamatokhoz való arányával kapcsolatban már A. E. FERSZMANN (1939) arra a következtetésre jutott,

<sup>1</sup>Ide tartoznak az összes endogén folyamatok: vulkanikus, szeizmikus, geotermikus jelenségek; mélységi kőzetképződések; azok az exogén folyamatok, amelyek az ember tevékenységi szféráján kívül mennek végbe, mint az általános lepusztulás, abrázió, folyóvízi, jégerózió stb. E csoportba tartozó folyamatok köre bizonyos mértékben egyre szűkül, a technoszféra fokozódó kiterjedésével párhuzamosan.



*1. táblázat. A domborzat közvetlen és közvetett megváltozása az ember műszaki-gazdasági tevékenysége következtében (PÉCSI M. 1971)*

Behatás	Közvetlen tevékenység (antropogén hatás)	Antropogén hatásra kiváltott másodlagos (antropogén-természeti) folyamatok
I. A domborzat exkavációja	<ol style="list-style-type: none"> <li>1. Felszíni árkolás, csatornázás.</li> <li>2. Külfejtés, felszín alatti üregeles.</li> <li>3. A domborzat művi elegyengetése.</li> </ol>	<ol style="list-style-type: none"> <li>1-2. Omlásos, csuszamlásos folyamatok felélénkülése, ill. újak kialakulása.</li> <li>2-3. Ua. + mechanikai szuffózió, felszín berogyása, roskadása, felületi lemosás felerősödése stb.</li> <li>3. Az exogén gravitációs folyamatok gyengülése.</li> </ol>
II. A domborzat (talaj-, kőzet-) állékonyság deformálása	<ol style="list-style-type: none"> <li>1. A természetes növényzet kiirtása.</li> <li>2. A talaj művelése, felszántása, különböző célzatú fellazítása.</li> <li>3. A domborzat statikus leterhelése, deformálása építményekkel.</li> <li>4. A domborzat dinamikus leterhelése járművek, robbantások hatására stb.</li> <li>5. Talajkiszárást, pl. talajvíz szüllesztéssel.</li> <li>6. Talajnedvesítés, pl. talajvízmelés, víztárolás stb.</li> </ol>	<ol style="list-style-type: none"> <li>1-2. Talajpusztulás, talajlemosás felgyorsulása, barázdás-árkos erózió a lejtőn, defláció, deráziós völgyképződés, anyagelhordás, talajfagyjelenségek felerősödése, völgytalpak, medrek feliszapolódása.</li> <li>3. Felszíni süllyedés, rétegtömörülés.</li> <li>4. Földmélyutak, omlások, berogyások képződése.</li> <li>5. Deflációs talajpusztulás.</li> <li>6. Elmocsarasodás, csuszamlásos, omlásos folyamatok, karsztosodás, szikesedés, talajszerkezet romlás.</li> </ol>
III. A domborzat mesterséges feltöltése	<ol style="list-style-type: none"> <li>1. Töltések: utak, gátak építése.</li> <li>2. Feltöltések: urbanogén, agrogén.</li> <li>3. Hányók: salak-, meddőhányók stb. létesítése.</li> <li>4. Feliszapolás: folyó-, tópartok, árkok, mélyedések stb. mesterséges feliszapolása.</li> </ol>	<ol style="list-style-type: none"> <li>1. Természetes lefolyásrosszabbodás, töltésrozkadás, gáton belüli elnedvesedés, feliszapolódás, gáton kívüli kiszáradás.</li> <li>2. Rozkadás, mechanikai szuffózió, erős filtráció.</li> <li>3. Rétegtömörödés, hányóomlás, csuszamlás kialakulás, felületi lefolyás elgátolódása.</li> <li>4. Hasznosítható területek bővülése, ugyanakkor rozkadásos folyamatok fellépése.</li> </ol>
IV. A domborzat beépítése	<ol style="list-style-type: none"> <li>1. Domborzatvédelmi (talajvédelmi) berendezések, építmények, pl. meder-, part-, lejtőstabilizáló létesítmények.</li> <li>2. A felszín mesterséges burkolása: út-, utcaburkolat, városi beépítés.</li> <li>3. Egyéb művi építmények a domborzaton.</li> </ol>	<ol style="list-style-type: none"> <li>1. A lejtő, a felszín stabilitás-fokozása, exogén rombolás mérséklése ill. megszüntetése.</li> <li>2. A felületi lefolyás extrém felgyorsulása, a környezeti légkör erős kiszáradása, a burkolat alatt felfagyás ill. szubkután erózió és erős mechanikai szuffózió, berogyások kialakulása, tömörödés és vízbeszivárgás miatt.</li> </ol>



hogy az ember geokémiai szerepe azonos mértékű a legnagyobb természeti faktorokéval (egyúttal ő vezette be a technogén geológiai folyamatok és jelenségek, a *technogenezis* és a *technoszféra* fogalmát).

Az antropogén geomorfológiai, geológiai folyamatokon belül azokat, amelyek az ember műszaki építő tevékenysége következtében jönnek létre, egyesek *műszaki-geológiai folyamatoknak* és *jelenségeknek* nevezik (F. V. KOTLOV 1961, SZILVÁGYI I. 1965). Ezzel szemben az *agrogén geofolyamatok* közé sorolják pl. az erdő-, szántó- és kertművelés kapcsán bekövetkező domborzat- ill. talajpusztulást (vízmosásos árokképződést, talajelhordást, szélkifúvást, csuszamlásokat, elmocсарasodást, a talaj másodlagos elsavanyodását, talajrozkadást stb.).

Napjaink műszaki-gazdasági gyakorlata egyik legfontosabb kutatási feladatként igényli a természeti, a természeti-antropogén és a közvetlen antropogén táj-, ill. domborzat-átformálás közötti kapcsolatok törvényszerűségeinek feltárását. Ez az igény az antropogén tényezők szerepének növekedésével párhuzamosan egyre sürgetőbbé válik, mégpedig úgy, hogy a természeti folyamatok és jelenségek vizsgálata sem pusztán a felszín-fejldéstörténeti, hanem az ember gazdasági-műszaki tevékenysége szempontjából történjék. Ez irányzatnak minél előbb át kell hatnia a hagyományos geomorfológiai kutatásokat is.

Bár az antropogén és a természeti felszínalakító folyamatok között vannak analógiák, továbbá esetenként nehéz a határt meghúzni közöttük, vagy megállapítani, hogy milyen mértékű volt a nyilvánvaló antropogén behatás, mégis a hasonlóságok mellett lényegbeli különbségek is kimutathatók.

Az eddigi megfigyelések szerint az antropogén folyamatok a természetestől főleg abban különböznek, hogy:

1. Az antropogén folyamatok a társadalom gazdasági-műszaki tevékenységének eredményei (genetikai különbség), tehát nem spontán, hanem az ember gazdasági tevékenységeként lépnek fel, melyet azonban nem kívánatos másodlagos jelenségek is kísérhetnek; egy részük fellépését egyelőre nem tudjuk kiküszöbölni.

2. Az antropogén felszínalakító folyamatok gyorsabban és intenzívebben mennek végbe.

3. A folyamatok révén az ember tevékenységi környezete a korábbi, természetes állapothoz képest jelentős mértékben módosul, megváltozik.

4. Az antropogén folyamatokat az ember jobban uralja és irányíthatja, mint a természetieket. Ebből következik, hogy az antropogén folyamat-csoport tanulmányozása, irányítása és prognosztizálása a gyakorlat számára igen nagy jelentőségű.

A természeti és az antropogén *geofolyamatok közös vonása*, hogy a domborzaton ható erőtényezők<sup>2</sup> közötti dinamikus egyensúlymegbomlásokat és végbemenetelüket

<sup>2</sup>Nehézségi erő, nyomóerő, hidrosztatikus nyomás, hidrodinamikus nyomás, molekuláris nyomás és kohézió stb.



zonális és lokális természeti feltételek irányítják. Alapvető különbség közöttük az, hogy az antropogén geofolyamatok sokszor a környezet természeti feltételeinek ellenében is hatnak.

#### 4. Az antropogén folyamatok és a felszínfejlődés

A geomorfológiai irodalomban ma már beszélünk *antropogén felszínfejlődésről*, amely a domborzat, ill. a földrajzi környezet természetes egyensúlyának az emberi tevékenység által közvetlenül vagy közvetve előidézett megváltozását jelenti. Az *antropogén felszínfejlődés* tehát az *ember által megindított* mindenféle domborzati *egyensúlyfelbomlás* következménye. Pl. az útbevágással, külszíni bányászattal megbontjuk a domborzat természetes lejtését, annak dinamikus egyensúlya megváltozik, az ilyen behatás különböző károsodásokat, csuszamlásokat indít el. Hosszan tartó és gyakran igen erős változásokat okoz az eredeti növénytakarások feltörésével elindított egyensúlyfelbomlás. A domborzati egyensúlyfelbomlások származhatnak: 1. bányászati-műszaki, 2. erdő- és mezőgazdasági tevékenységből.

1. *Bányászati-műszaki tevékenység okozta domborzatváltozások.* Azokat a felszíni besüllyedéseket, amelyek a bányaművelés folytán, a bányavágatok felhagyása után berogyásokat, beszakadásokat idéznek elő, áltektónikus jelenségeknek nevezik. A bányákból a víz kiszivattyúzása a víz felszín alatti cirkulációjának jelentős gyorsulását eredményezi. Ez is üregkimosásokat okozhat, míg a talajvíz nagyfokú kitermelése a laza üledékek tömörülését, süllyedését váltja ki. Japánban, Mexikóban e jelenség egy fél évszázad alatt mintegy két méteres felszínsüllyedést okozott. Los Angeles környékén az olajkitermelés a domborzat többméteres besüllyedését vonta maga után, ami tengeri transzgressziós jelenséggel párosult (J. TRICART 1965).

A folyószabályozásokat, duzzasztó- és vízerőművek építésével, az édesvizek öntözési célra való nagyarányú felhasználásával a folyók vízjárása, eróziós folyamatai ugyancsak jelentősen megváltoztak. Ezeknek következményeit az antropogén felszínfejlődésre a jövőben mélyrehatóbban kell tanulmányozni. E tekintetben a geomorfológiának az antropogén felszínalakulás várható prognózisát kell adnia, mert a mérnöki előtervezés nem mindig tudott számolni a másodlagosan kiváltódott folyamatok nem egy esetben katasztrofális következményével (pl. a Vayonti víztároló pusztulása).

A lejtőegyensúly megbontását előidéző műszaki létesítmények között első helyen áll az egyre nagyobb méreteket öltő *műútépítkezés*, melynek során a völgyközi hátaik lejtőit mélyen benyesik, a völgyeléseket pedig feltöltésekkel egyenlítik ki. A kátrányozott és betonozott széles útfelületek és meredek lejtőjű útbevágások a záporok alkalmával nagymennyiségű vizet gyűjtenek össze, amelyek az útestről és az úttest menti árokból távozva a megművelt földeken felerősödött felületi és árkoló eróziót idéznek elő. A következmény: eróziós árkok kialakulása, hátravágódása, az utaknak, településeknek károsodása. J. TRICART adatai szerint a Svájci-Alpok egyes turisztikailag jól kiépített



részein esőzések alkalmával a felületi lefolyás 10—40 %-a az úthálózatról származik. Szerinte a műszaki beavatkozások ma már sok helyen veszélyeztetik a természetes domborzati egyensúlyt, ez fokozódó veszélyt jelent az emberiség számára egy olyan bolygón, amely közel áll ahhoz, hogy szűk legyen lakóinak. Mivel a mérnökök egyedül nem tudják áttekinteni beavatkozásuk minden következményét, a geomorfológusoknak, a geológusoknak és más specialistáknak segítségre kell lenniök a területfejlesztés és a tájvédelem tervezésében.

2. A mezőgazdasági tevékenység okozta egyensúlyfelbomlás folyamatát és következményeit már jobban, szélesebbkörűen tanulmányozták. Ennek egyik oldalát a talajkutatók talajerózió, *talajpusztulás* néven foglalták össze.

Az évi, évszakos művelés alatt álló felszínek a művelési kultúrák, a művelési módok és a művelési rendszer függvényeként különböző mértékig tudnak ellenállni a légköri folyamatoknak. A mérések kimutatták, hogy a felületi lemosás pl. 50 mm/óra intenzitású záporosó alkalmával a kukorica- és a gyapottáblán 50 %-ot ért el, a gabonaföldeken csupán 25 %-ot. Természetes réten 5 %, erdőben is néhány % csupán (M. I. LVOVICS 1963).

A tapasztalat szerint az azonos kultúrnövényzettel fedett lejtők jobban kedveznek a talajpusztulásnak, mert rajtuk a felületi lefolyás könnyebben koncentrálódhat, mint a változatos növényi kultúrákkal borított felszínen, ahol az egyes tábláknak a lefolyással szembeni ellenállása különböző. A tarló, a bevetetlen szántás másfél-kétszer kisebb ellenállást tanúsít a vízfolyással szemben, mint a bevetett terület. A lejtőre merőleges őszi harántszántás 7-10-szer annyi vizet tart vissza a talajban, mint az ugar. A lejtőn lefolyó vizek visszatartására nagyon kedvező feltételeket nyújt a három-négyévenként egyszer elvégzett őszi mélyszántás. A lejtőpusztulást leghatékonyabban a sűrű gyökerzetű gyeptakaró védi a lefolyás ellen. Ezek az adatok azt példázzák, hogy a mezőgazdasági talajművelés módja maga is meghatározza a felületi lefolyást, ennek következtében a talaj elhordását, mely további hatással van a folyók vízjárására és a völgytalpak, medrek eliszapolódására, ill. magára a vízháztartásra is.

A mezőgazdasági művelés hatására a felületi lefolyás természetes egyensúlyának megváltoztatása miatt „antropogén eróziós formák” alakulnak ki. Ilyenek lejtős felszínen a talajkikopás, embrionális vagy enyhe völgyelések, deráziós völgyek sűrű hálózata. Helyenként, a tagoltabb domborzaton a korábbi nagyobb deráziós völgyek képződése felújul, vagy a felületi talajleomosást a koncentrálódó *vízerek*, *barázdák* rohamos mélyülése, *eróziós árkok*, meredekfalú *szurdokvölgyek* képződése váltja fel<sup>3</sup>. A laza anyagból felépített dombsági területeken ugyancsak igen gyakori antropogén jelenség a dűlőutak eróziós bemélyülése, *lössmélyutak* képződése, amelyek a lineáris erózió hatására idővel hasznavehetetlenné, mély árkokká, szurdokvölgyekké alakulnak át. Földutak védelme, helyes tervezése megkívánja a geomorfológiai és vízháztartási adottságok komplex értékelését is.

<sup>3</sup>Részletesebben I. PÉCSI M. 1967. MTA X. Oszt. Közl. I.II. táblázat, pp. 230-231.



Az optimális mezőgazdasági termelési típusok kialakítása, a domborzati, természeti környezeti egyensúly védelme konkrét együttműködést kíván és kínál a természet és a gazdálkodás törvényeit kutató szakemberek között.

A kutatásnak fontos szempontja feltárni az antropogén folyamatok hatását — pl. a talaj-, a lejtőpusztulás előrehaladottsági fokát —, hogy a pusztulás mely kezdeti stádiumában, milyen területeken lehetséges a káros folyamatokat megfékezni a művelési módok változtatásával, agrotechnikai beavatkozásokkal stb. Amikor a talajtakaró teljesen lepusztult, vagy a domborzat olyan arányban felárkolódott, hogy rajta a gazdálkodás nagy nehézségekbe ütközik vagy lehetetlenné válik, az *antropogén hatású felszínfejlődés paroxizmusát* éri el. Ebben az esetben nemegyszer nemcsak a mezőgazdasági termelés feltételei, hanem pl. köves, kopár, karsztos vidékeken a növényzet számára szükséges életfeltételek is megsemmisülnek.

A fejlett gazdasági szinten levő országokban az ilyen állapotok megelőzésére, a természet és a talaj védelmére mindenütt nagy gondot fordítanak. A szükséges gazdaságpolitikai intézkedések, rendeletek meghozása mellett kutatásokat végeznek.

Míg a különböző „elsődleges” természeti szférák<sup>4</sup> folyamataival külön-külön számos tudományág nagy apparátussal és szellemi erővel foglalkozik, addig a környezetünket gyorsan és intenzíven alakító antropogén tevékenységet, a természet és a társadalom közötti összefüggést, ezeknek a táj (nooszféra) alakulására való komplex kihatását is csak erőltlenül kutatták.

A fejlett társadalomhoz vezető út, a humanizmus az emberiségtől, a tudományoktól megköveteli és egyre jobban sürgeti a természet és anyagi forrásainak célszerű, tervszerű átalakítását, kihasználását, sőt fokozását, de a társadalmi tevékenységgel együttjáró káros antropogén hatások kiküszöbölését is.

### *Kutatási feladatok*

A domborzat védelmére, akár valamely terület védelméről, vagy rekonstrukciójáról, akár ujonnan beépítendő domborzatról van szó, konkrét tervezési, eljárásbeli ajánlásokat megadni, kötelező szabványokat előírni rendszerint csak a részletes terepvizsgálatok alapján lehet.

Általában a tájbeépítést, a rekonstrukciót megelőző tervezéshez vagy valamely létesítmény védelemben való részesítéséhez a domborzatról mérnöki geomorfológiai szempontú mennyiségi kutatások alapján álló információval kell rendelkezni. Ezeknek a fentebb kifejtettek értelmében, az alábbiakra kell kiterjedniük:

1. A természetes fejlődés során kialakult eredeti lejtők:

— a mesterséges, exkavációs munkálatokkal átformált lejtők;

<sup>4</sup>Litoszféra, atmoszféra, hidroszféra, bioszféra stb.



— a salak-, meddőhányók halmazából álló lejtők állékonyságának, dinamikus mozgásának stb. terepi méréses vizsgálata, a mozgások ritmikuságának, periodusosságának megállapítása, előrejelzése, típusok meghatározása.

2. A talajvíz és a felületileg lefolyó vizek mozgásának a „természetes” és a „megváltoztatott” körülmények közötti következményei: antropogén beavatkozás hatására várható dinamikus változásokra vonatkozó kalkuláció, prognózis-adás.

3. A domborzatra, építményekre káros hatást gyakorló természeti folyamatok, jelenségek térképi rögzítése (felfagyásveszély, hóakadályveszély, csuszamlás-, omlás-, rogyásveszély, árkoló erózió, feliszapolódás-veszélyes helyek és okaik stb.).

4. Általános elvi-gyakorlati vizsgálat tárgyát képező feladatok:

— különböző emberi tevékenység hatására bekövetkező domborzat-változások tendenciái meghatározott típusok esetében;

— közvetlen antropogén beavatkozásra szükségszerűen kiváltódó gyakoribb antropogén-természeti folyamatok és azok mechanizmusa, várható következményeik;

— az antropogén természeti folyamatok prognosztizálásának módszerei.

Az antropogén geofolyamatok hatásának tanulmányozását ki kell szélesíteni a vizsgált környezet valamennyi természeti és gazdasági tényezője felé, és térképen ábrázolni kell valamennyi olyan folyamatot és jelenséget, amelyeket az emberi tevékenység idéz elő a földrajzi környezetben, a tájban.

Ez utóbbi feladat megoldása viszont már előrevetíti a terület- (táj-)fejlesztés érdekeit alapvetően szolgálni hivatott *komplex régió kutatás* problematikájának kidolgozását is.

## IRODALOM

FERSZMANN, A. E. 1939. Geochimija I-IV. — ONTI. Moszkva, 1933-1939.

KOTLOV, F. V. 1961. Antropogennüje izmenija reljefa na primere g. Moszkvü. — Szb. 52, pp. 134-150.

LVOVICS, M. I. 1963. Cselovek i vodü. — Izd. Geogr. Literaturii, Moszkva, 568 p.

PÉCSI M. 1967. A földfelszíni külső (exogén) folyamatok osztályozása és nevezéktani értelmezése. — Földr. Közl. 15. (91.) 3. pp. 199-210.

SZILVÁGYI I. 1965. A mérnökgeológia, építésföldtan fogalma, tárgyköre, vizsgálati módszerei, kapcsolódása a földtani és mérnöki tudományokhoz. — Mérnöki Továbbképző Intézet, Budapest, 12 p.

TRICART, J. 1965. Introduction a la geomorphologie climatique. — Paris, Soc. d'Ed. d'Ens. Sup., 306 p.

VERNADSKIJ, V. I. 1930. Geochemie in ausgewählten Kapiteln. — Leipzig.



## Domborzatminősítés és tematikus térképezés \* \*\*

### *A tematikus földrajzi térképek jelentősége és célja*

A földrajzi terepkutatások eredményeit legcélszerűbben tematikus térképeken lehet kifejezni. A földtudományok körében általában egyre több fajta szaktérkép kerül kimunkálásra, a tudomány és a gyakorlati élet számára. A tematikus földrajzi térképeken egyszerre ábrázolhatók a földrajzi környezet különböző tényezői, melyeket csak egymást követő, hosszadalmas leírással lehet kifejezni.

Az ember teljes földrajzi környezetét 4 alrendszer együttesének tekintjük (PÉCSI M. 1979). Ezek:

1. a természeti környezet;
2. az átalakított természeti környezet;
3. a társadalmi-gazdasági környezet;
4. a politikai-kulturális környezet.

A teljes földrajzi környezet 4 alrendszere pedig további számos résztenyezőből tevődik össze (164—165. old. táblázata). Ezekről eddig igen sok információ gyűlt össze a földrajz és más tudományok köréből is.

Ma a környezeti alrendszerek közötti kölcsönhatás vizsgálata válik egyre jobban szükségessé. Ennek sokféle oka van. Többek között a Föld népessége rohamosan növekszik, termelő és fogyasztó tevékenysége egyre szélesebb körű és magasabb szintű. Ennek következtében a természeti környezetet egyre nagyobb területeken és egyre sokrétűbben veszik igénybe (ill. azt mindinkább mesterséges környezetté változtatják). Ezáltal a környezeti alrendszerek és tényezők között az egymásrahatás folyton erősödik.

A termelés növekedése nem csak gazdasági előnyökkel és életszínvonal emelkedéssel jár, hanem egyúttal helyenként a környezet erősen károsodik is.

A tervszerű gazdaságpolitika alapvető feladata a racionális környezethasznosítás. Ezért a természeti környezet erőforrásainak optimális hasznosítására törekszik, megőrizve a természeti környezet egyensúlyát.

Az utóbbi években bontakozott ki a földrajzban az az irányzat, hogy a földrajzi környezet sokféle tényezőjét tematikus térképeken elemezzék, ill. az információkat összefoglaló szintetikus térképeken összegezzék. Ilyen célú tudományos programot indított el az MTA Földrajztudományi Kutató Intézet az elmúlt évtizedekben. Bár a környezetminősítési térképezés tematikája (KATONA S. és társai 1978) jelenleg még csak főbb vonásaiban körvonalazódott, de már új térképezési módszerek kerültek kidolgozásra (PÉCSI M.—RÉTVÁRI L. 1980, GÓCZÁN L. 1981).

Célkitűzésül választottuk a környezetminősítési térképezés megismerését, alkalmazását, néhány tényezőjének továbbfejlesztését. A földrajzi környezetnek olyan sok

\*PÉCSI M. Magyarország domborzati formáinak minősítése. — Földr. Közl. 32. (108.) 1984. 2. pp.81-94.

\*\*PÉCSI M. Új tematikus földrajzi térképek. — MTA X. Oszt. Közl. 1967. 1. 1-2. pp. 127-139.



tényezője van, hogy azokat egyszerre feltárni nem lehet (MAROSI S.—SZILÁRD J. 1963).

Ebben a tanulmányban közvetlen feladatnak azt vállaltuk, hogy a természeti környezet néhány fontos tényezőcsoportjának a térképezési módszerét mutatjuk be.

Foglalkozni kívánunk:

- I. a domborzatot minősítő tematikus térképekkel,
- II. a hidrogeográfiai térképekkel,
- III. a talajeróziós és komplex tájtérképekkel,
- IV. egy esettanulmány keretében domborzatminősítést végzünk tematikus térképeken.

## **I. A domborzat minősítése és térképezése**

### **A) Domborzatminősítési elvek és módszerek**

A domborzat a földrajzi környezet, ill. a táj egyik alapvető alkotója. A domborzaton megy végbe a társadalom tevékenységének túlnyomó része, ez hordozza a településeket, utakat, folyóvizeket, ezen alakul ki a talaj, a növényzet. A domborzatot formálják a természeti folyamatok és az ember gazdasági-műszaki tevékenysége, az ún. antropogén folyamatok. Ezért a domborzat alakja, változása, stabilitása fontos, helyenként meghatározó szerepet játszik az ember gazdasági tevékenységében és általában a népesség elhelyezkedésében.

A domborzat egyes formáinak és állapotának minősítése — a társadalmi tevékenység felgyorsulása miatt — egyre nagyobb jelentőségűvé válik. A domborzat szerepe ugyanis a területhasználat során gyakran anyagiakban, munkában és növekvő energiafelhasználásban nyilvánul meg. Különösen az elmúlt két évtized során növekedett meg az igény a domborzat tudományos és többféle gyakorlati szempontú minősítése iránt. A domborzat használata különböző célok érdekében különböző domborzatminősítési eljárások bevezetését tette szükségessé.

### **1. A domborzat alakrajzi minősítése**

A domborzat legrégebb és legáltalánosabb minősítése az alakrajzi szempontú értékelés. A különböző méretarányú természetföldrajzi térképek is minősítik a domborzatot, a legrészletesebben azonban a topográfiai térképek. Bizonyos esetekben azonban ez utóbbiakról egyes információkat külön kell ábrázolni. Így pl. a domborzat egyes



jellegzetes formáit: teraszokat, fennsíkokat, gerinceket, völgytalpakat vagy általában a domborzat különböző szempontú típusait is szükséges bemutatni, külön tematikus térképeken ábrázolni.

1. *A domborzat alakrajzát típusok szerint bemutató térkép* bizonyos célkitűzéseknek megfelelően elkülöníti egymástól a

- a) síkságokat,
- b) különböző magasságú és tagoltságú dombságokat,
- c) magasságuk, kiterjedésük szerint a hegységeket, fennsíkokat.

A domborzatnak az ilyen alakrajzi szempontú térképi ábrázolása valamilyen célú minősítés alapjául szolgálhat tudományos vagy gazdasági-gyakorlati felhasználás számára (1. ábra).

Az ilyen alakrajzi térképek tájékoztatást nyújtanak arról, hogy a hasonló domborzati formák (hegyhátak, völgytalpak stb.) milyen elterjedésben fordulnak elő a vizsgált régióban.

2. *A domborzat-tagoltsági térképek.* Gyakran szükséges valamilyen célból annak ismerete is, hogy egy-egy domborzattípusban (pl. dombság), ill. bármilyen más domborzati egységen belül milyen mértékű a felszín tagoltsága. Ezt a minősítést általában az egységnyi területen ( $1 \text{ km}^2$ -en belül) előforduló legnagyobb szintkülönbséggel fejezzük ki. Ennek paramétere tehát egy vertikális mérőszámban,  $\text{km}^2$ -enkénti m-ben fejezhető ki (2. ábra). Az ilyen domborzatminősítő térképeket relatív relief térképeknek nevezzük, amelyek lényegében a domborzat tagoltságának energiáját fejezik ki, s ezért gyakran reliefenergia térképeknek is nevezik őket. Gyakran készülnek áttekintő (ENDRÉNYI E.—KERESZTESI Z. 1989), de részletes relatív relief térképek is.

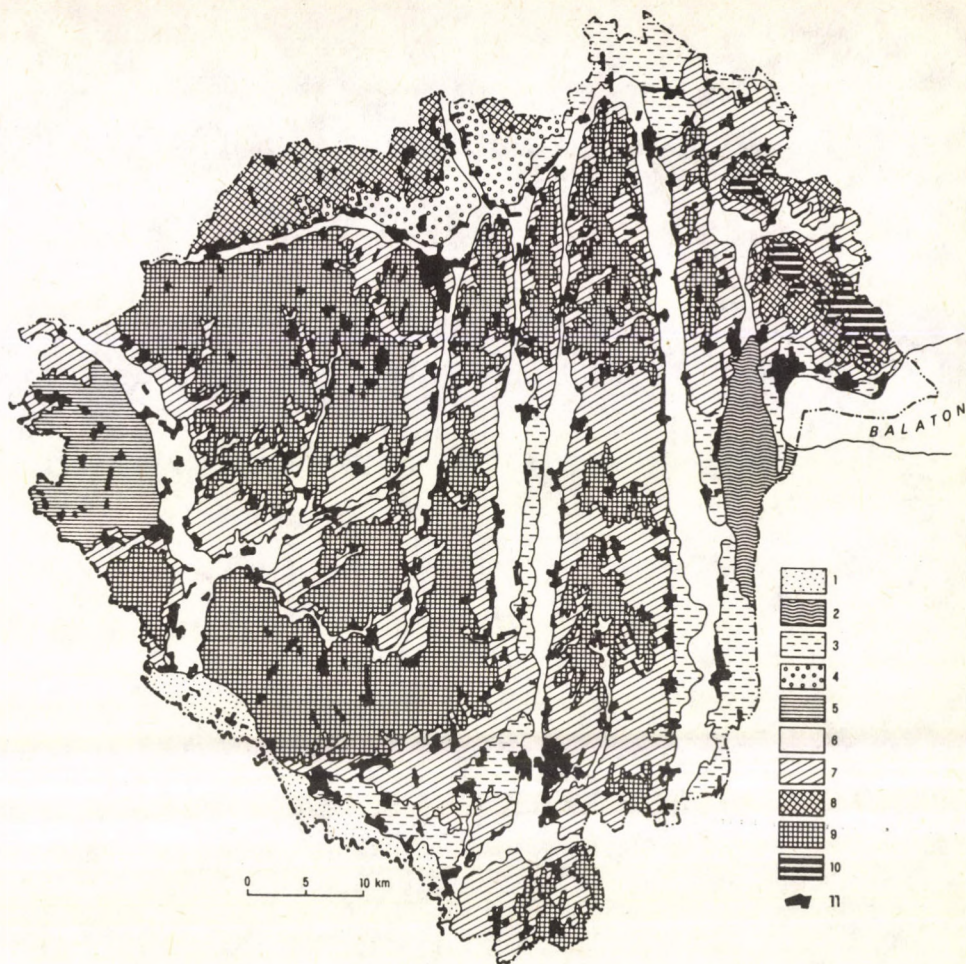
3. *Völgysűrűségi térkép.* A domborzat tagoltsága kifejezhető lineáris paraméterekkel is; ezt a célt szolgálják a völgsűrűségi térképek, amelyeken az  $1 \text{ km}^2$ -en belül előforduló völgyhosszat fejezzük ki km-ben. Az ilyen térkép szintén hasznos információt nyújt a felszín tagoltságának méréséhez (3. ábra).

4. *Lejtőkategória térkép.* Néhány gyakorlati tervező munkához nélkülözhetetlen ma már a domborzat lejtőződésének minősítése különböző lejtőkategóriák alkalmazásával. A célnak megfelelően a mezőgazdasági művelési ágak elhelyezése, ill. a talajjavítás érdekében jellemző lejtőkategóriákat kell kiválasztani és azokat részletes szintvonalas térképek alapján kell térképezni (4. ábra). A lejtőkategória térképek ugyancsak használatosak a beépítendő területek vagy más műszaki létesítmények (út-vasúthálózat) tervezéséhez. Ezeket a térképeket gyakran az orográfiai térképekkel koordináltan is ábrázoljuk.

5. *A lejtőkitettség térképek.* A lejtőkategória térképek felhasználásával hasonló célokból készülnek (5. ábra).

6. *A domborzati szintek térképe.* Hegységi-dombsági formákon gyakran szükséges a domborzat uralkodó geomorfológiai szintjeinek megállapítása, ill. térbeli gyakoriságuk térképes ábrázolása (6. ábra). Ezt kiegészítendő használatos — az uralkodó domborzati szintek megállapítására — metszetek sorozatának készítése. Az ilyen domborzatminősí-

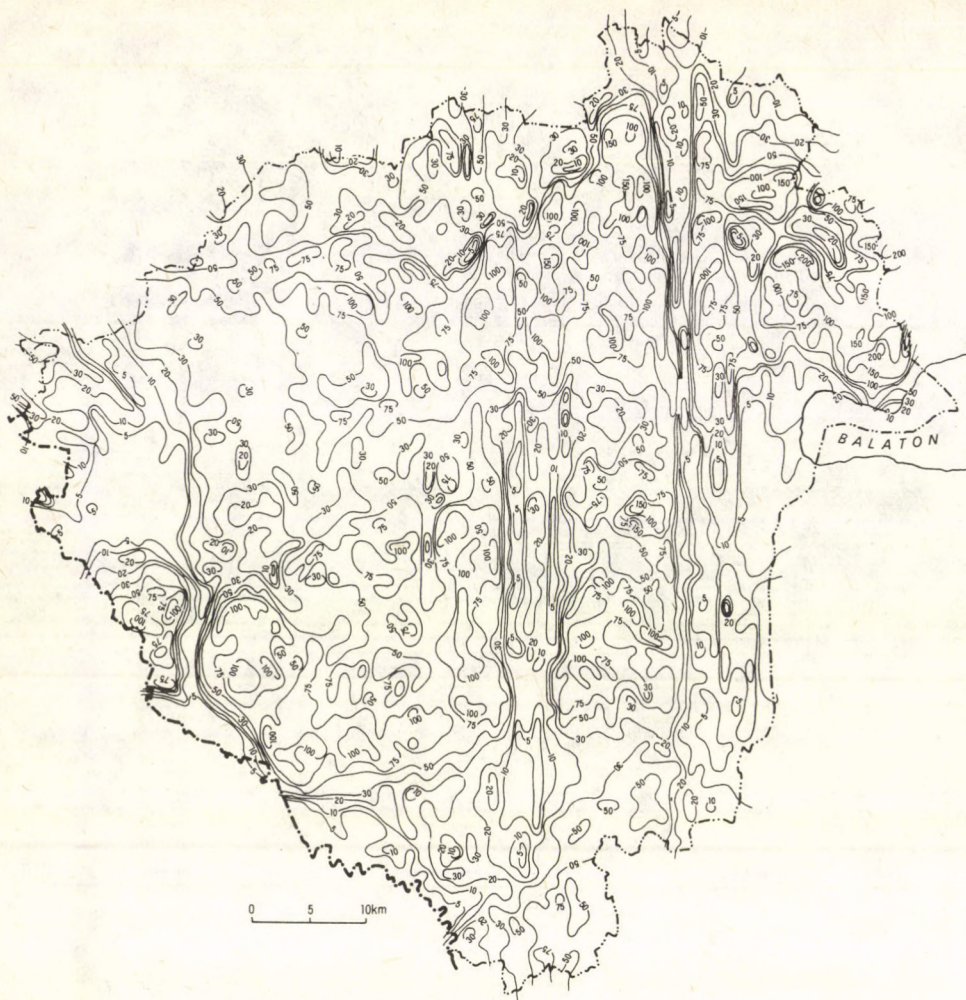




1. ábra. Zala megye orográfiai domborzattípus térképe (szerk. PÉCSI M., BALOGH J. 1985)

Domborzattípusok	Tszf-i magasság, m	Relatív magasság, m/km <sup>2</sup>
1 = ártéri szintű síkság	75—125	0—5
2 = rossz lefolyású alacsony síkság	100—125	0—5
3 = alacsony helyzetű síkság	100—150	5—35
4 = teraszhelyzetű síkság	150—200	5—40
5 = magasabb helyzetű síkság (medence síkság - Lenti medence)	150—200	0—20
6 = vízfolyások völgye, ártere		
7 = hegy- és domblábi lejtők, hátak	130—250	10—120
8 = hegylábi és dombsági hátak, lejtők	200—350	30—150
9 = önálló dombsági hátak, lejtők	200—375	50—125
10 = középhegység hátság típusai	300—500	50—200
11 = települések		



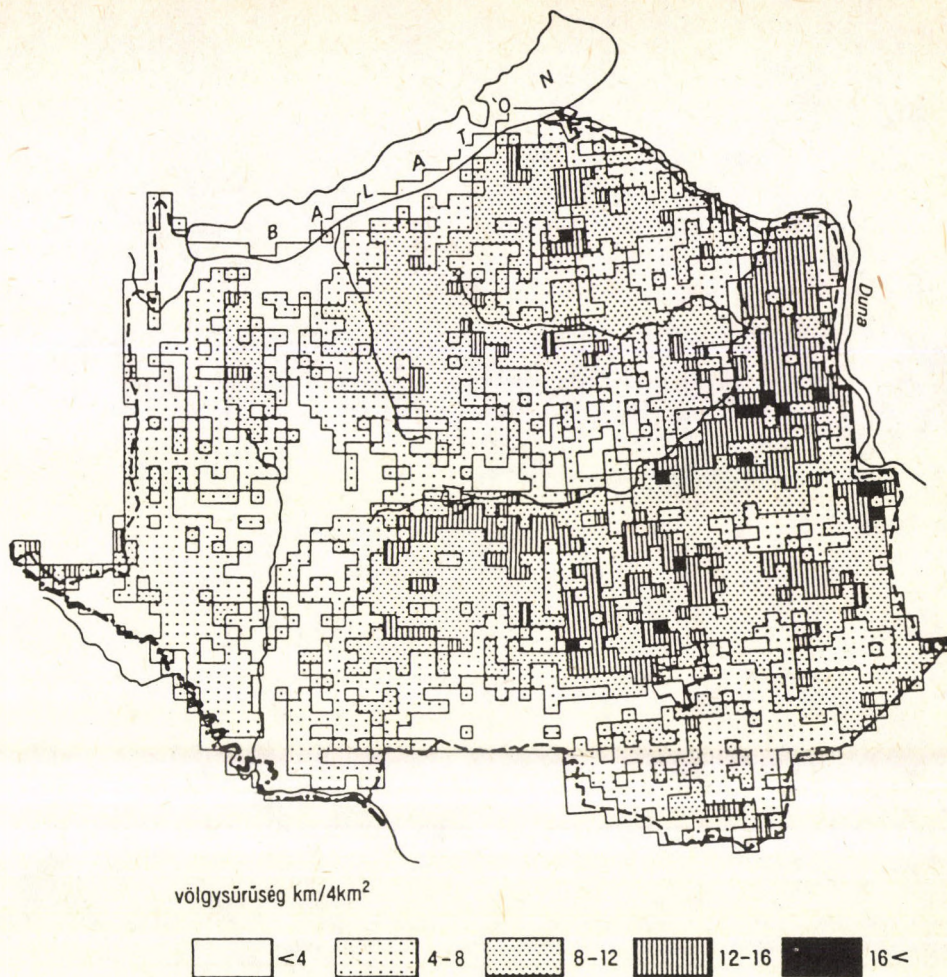


2. ábra. Zala megye izovonalas reliefenergia térképe (szerk. KAISER M-né 1985). Relativ relief  $m/km^2$

téssel mutatható ki, hogy valamely hegységen, ill. területen egy-egy magassági szint vagy lejtősődés milyen gyakorisággal és milyen kiterjedésben fordul elő. Egyes dombhátak, ill. hegyhátak egy-egy területen gyakran előfordulhatnak egy vagy több magassági helyzetben, de csak kis felületi kiterjedésben. Más esetben ugyanezek a formák nagyobb, jelentős elterjedésben fordulnak elő, s ez utóbbiak pl. hasznosítás szempontjából előnyösebbeknek minősülnek.

A domborzat részletes alakrajzi minősítésének a fentebbiekben alkalmazott, gyakorlati szempontból használatos módszerei mellett még más eljárások is ismeretesek





3. ábra. Dunántúli-dombság völgyssűrűségi térképe (szerk. BALOGH J.—MEZEI E. 1981)

(R. E. HORTON 1945, A. N. STRAHLER 1958), amelyek pl. a vízgyűjtő területek elemzésére alkalmazhatók (15. oldal ábrája). Ezekre most csupán utalunk, mert feldolgozásunk során főként a gyakoribb eljárásokat igyekeztünk elsajátítani és hasznosítani.

## 2. A domborzati egyensúly, ill. stabilitás minősítése

A domborzat alakrajzi ábrázolása és minősítése statikus szemléletű értékelés. Ezek az eljárások is fontosak, gyakran kényes céloknak is megfelelnek. A domborzat azonban

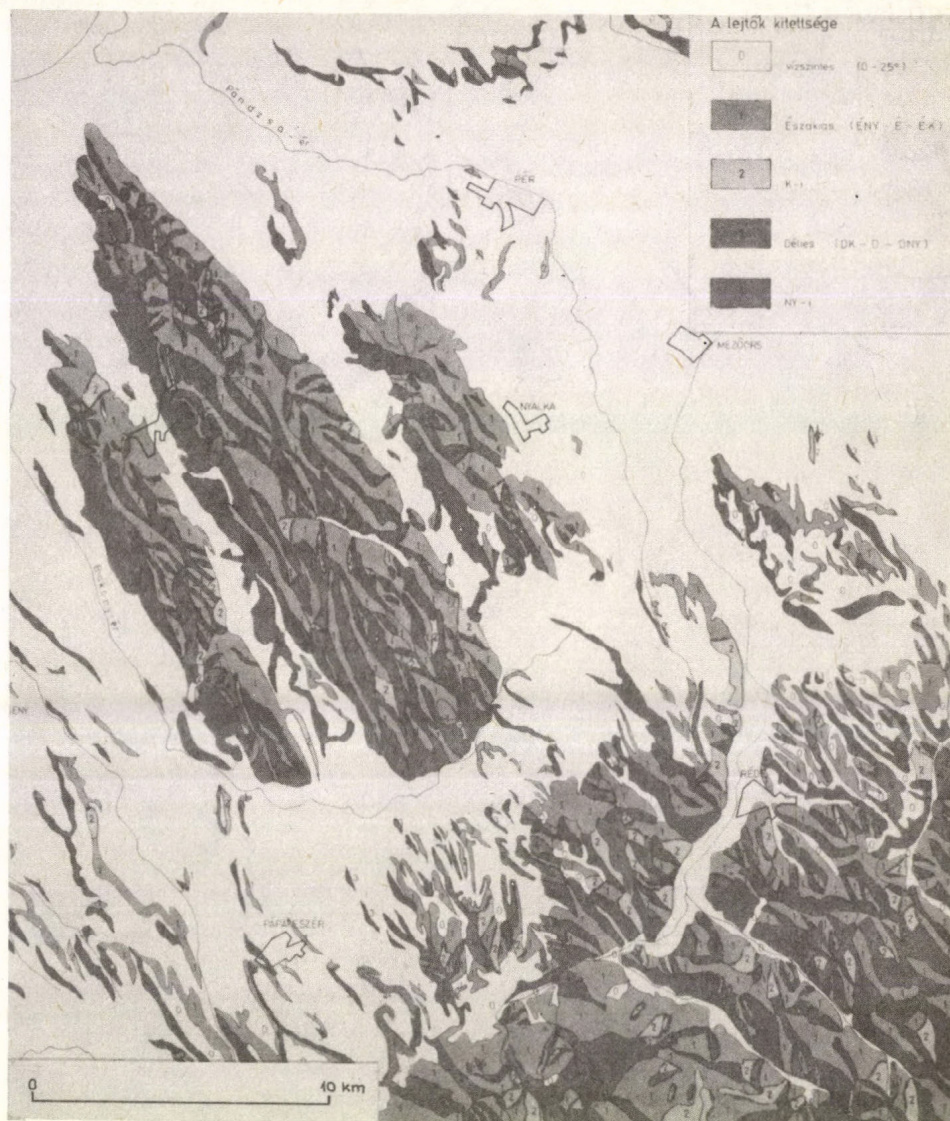




4. ábra. Hegységi, dombsági, síksági domborzat lejtőkategória térképe (BALOGH J. 1983)

változik. Ez a változás helyenként igen lassú, csak geológiai időben mérhető. Vannak azonban olyan domborzati részek, amelyeknek változása — különösen a kisformák esetén — gyors. Lehet napszakos, időszakos, évszakos vagy periódikus változás.

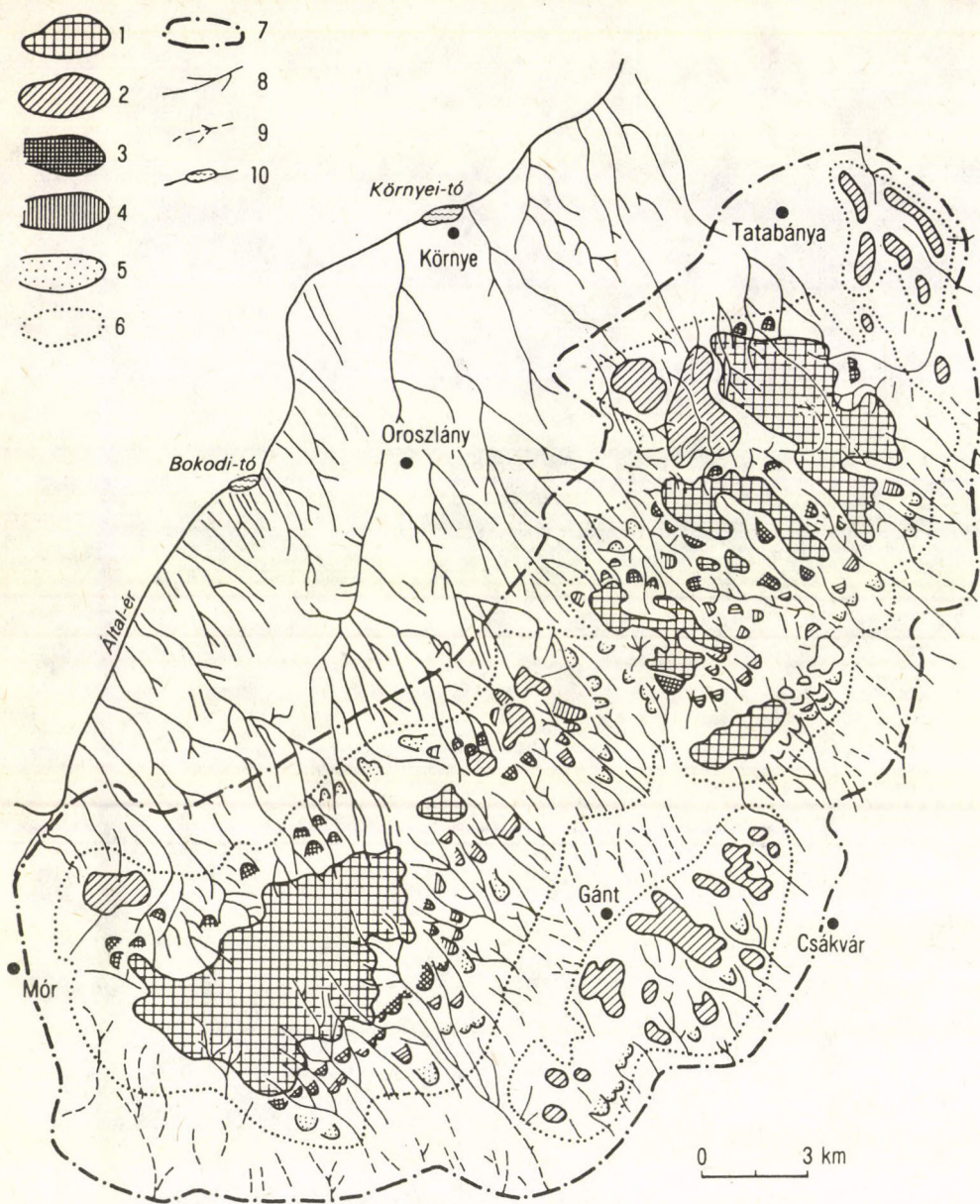




5. ábra. Hegységi, dombsági, síksági domborzat lejtőkitettségi térképe (BALOGH J. 1983)

Fontos gyakorlati feladat valamely domborzatrész állandóságának, stabilitásának vagy éppen változékonyságának minősítése. A domborzatot tehát nemcsak alakrajzi paraméterekkel szükséges minősíteni és értékelni. A domborzatot időbeli változá-





6. ábra. A Vértes-hegység uralkodó domborzati szintjei (BOKOR P.). — 1 = a Vértes-fennsík tetőszintjei (400-500 m között); 2 = alacsonyabb sasbércsek fennsíkjai (380-420 m között); 3 = völgyközi hátak magasabb szintje (350-380 m); 4 = völgyközi hátak középső szintje (220-300 m); 5 = völgyközi hátak alacsonyabb szintje (150-200 m); 6 = a sasbércsek lába ill. a medenceperem (220-300 m) alsó határa; 7 = a heglábfelszín határa 180-220 m között; 8 = eróziós völgy; 9 = eróziós-deráziós völgy; 10 = tó



sa, továbbá a változás minősége és mértéke szerint is osztályoznunk kell, szem előtt tartva a területhasználtság szempontjait.

A mindennapi tapasztalat szerint a domborzati formák jelentős része hosszú geológiai időszakon keresztül igen lassan formálódott ki. Gyakran a változás ezeken alig észrevehető, úgy mondjuk, hogy *a felszín lassan változó, dinamikus egyensúlyban vagy tartós stabilis állapotban van.*

Előfordulnak és vannak olyan domborzatrészek, ill. felszíni formák is, amelyek igen rövid vagy viszonylag rövid idő alatt formálódtak ki (pl. vulkáni lávahegy), és kialakulásuk után viszonylag lassan változnak. *Ezek időleges stabilis állapotú domborzati formák.*

Vannak azonban olyan felszíni formák, domborzatrészek, amelyek rövid ideig stabilis állapotban maradnak, majd egyszer vagy többször ismétlődő egyensúly-megbomlással változnak, vagy alakulnak tovább (pl. időszakosan leomló partok). Az egyensúly-megbomlás idején a felszíni forma vagy domborzatrész hosszabb-rövidebb időre *mobilis állapotba* kerül. Ezt követően ez a mozgásveszélyes állapot részben stabilizálódhat (pl. csuszamlásos lejtők).

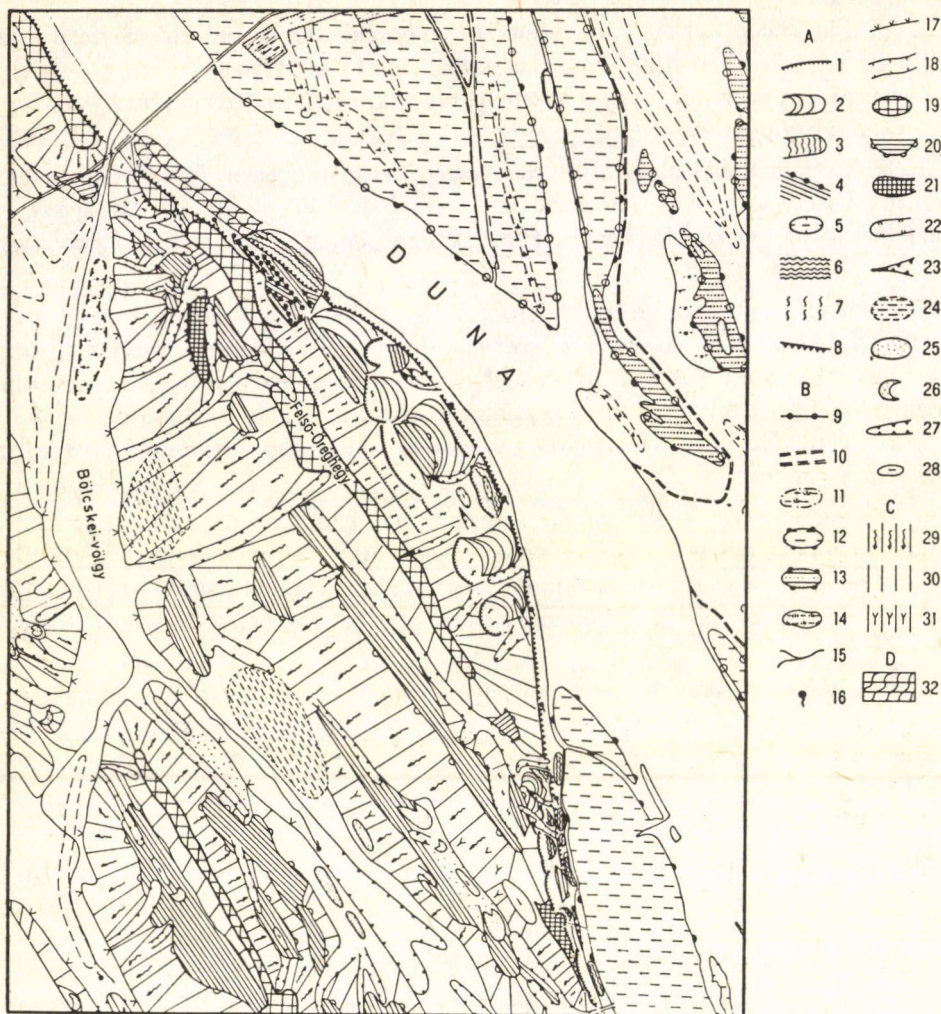
Vannak tehát olyan domborzati formák, amelyek időleges dinamikus egyensúlyi helyzetben vannak, és így változnak lassan tovább. Az időleges dinamikus egyensúlyi helyzetben levő folyómeanderek ciklikus lefűződésük során egyensúly-megbomlást szenvednek, majd ezután egy újabb ciklusban *dinamikus egyensúlyi állapotban* maradnak.

Sok helyen a domborzati egyensúlyt fenntartó természeti tényezők többsége annyira állandó és erős, hogy egy-egy tényező megváltozása, ill. mesterséges megváltoztatása nem okoz lényeges változást a domborzati forma fejlődésében, vagy egyszerűen annak stabilitásában.

Ezzel szemben viszont vannak olyan felszíni formák vagy domborzati részek, amelyeken a dinamikus egyensúlyt fenntartó tényezők közül az egyiknek a megváltozása, vagy hirtelen mesterséges beavatkozás (erdőirtás, útbevágás stb.) megbontja a domborzat egyensúlyi fejlődését. Ilyen esetben a felszín mobilis vagy labilis egyensúlyi helyzetbe kerül. A domborzat állandóságának (stabilitásának vagy más szóval egyensúlyi állapotának) minősítése a felszínhasználtság lehetőségeire ill. a hasznosítás-változás előrejelzésére ad fontos információkat.

Elsősorban e célkitűzést szolgálják azok a gyakorlat számára készített alkalmazott geomorfológiai térképek, amelyek a felszínmozgásos domborzatot minősítik és tipizálják (7. ábra).





7. ábra. Csuszamlásos domborzat minősítése Dunaföldvár környékén (PÉCSI M.—SCHEUER Gy.—SCHWEITZER F. 1979). — A) tömegmozgásos formák: 1 = csuszamlás frontja; 2 = fosszilis csuszamlás nyelve; 3 = aktív csuszamlás halmaza; 4 = szeletes földcsuszamlás; 5 = csuszamláshalmazok közötti mélyedés; 6 = aktív csuszamlásos lejtő; 7 = időlegesen stabilis lejtő; 8 = löszös, meredek magaspárt. B) genetikai formák: 9 = magasártér; 10 = holocén eleji Dunaág; 11 = feltöltött meder; 12 = holocén terasz-sziget; 13 = holocén terasz-sziget futóhomokkal fedve; 14 = tőzeg és réti agyag; 15 = partvonal; 16 = forrás; 17 = völgytalp határa; 18 = eróziós völgy; 19 = lapos löszhát; 20 = deráziós lépcső; 21 = eróziós-deráziós völgyközi hát; 22 = -deráziós völgy; 23 = eróziós völgy; 24 = lejtős lösz; 25 = futóhomok-felcsúsz; 26 = bucka; 27 = szélbarázda; 28 = deflációs medence. C) lejtők: 29 = felületi erózióval formált lejtő; 30 = árkokkal formált lejtő; 31 = stabilis lejtő; D) antropogén forma: 32 = mesterséges feltöltés



### 3. A domborzatalakulás időtartamának minősítése

A domborzat elemeinél általában a kisformák sokkal rövidebb idő alatt alakulnak ki és maradnak meg, mint a domborzat egésze, ill. annak nagyformái. A domborzat és a formák változása, kialakulása idejére vonatkozó minősítésre az alábbi kategóriákat célszerű figyelembe venni (PÉCSI M. 1970).

#### *Mikroformák, domborzati elemek képződése*

1. Napi ritmusban kialakuló formák: fagyemelékes formák, homokfodrok stb. Kisebb, mint négyzetméter nagyságúak.

2. Évszaki ritmusban képződő formák: hóformák, homokbuckák, dűnék, partomlás stb., nagyobbak mint  $1 \text{ m}^2$ .

3. Epizodikusan — kb. 10 évenként — képződő kisformák: hegyomlás, csuszamlás, és kisebbek mint  $1 \text{ km}^2$ .

4. Periódusos egyensúlyi megbomlással — kb.  $10^2$  év — keletkező formák: meander lefűződés,  $10 \text{ km}^2$ -nyi nagyságúak.

#### *Mezoformák, felszínrészek képződése*

5. Szekuláris (ciklusos periódusos) formák: folyóvízi ártér, kárfülke stb. Kialakulási idő  $10^3$ — $10^4$  év,  $10^2$ — $10^3 \text{ km}^2$  kiterjedésben.

6. Teraszos (lépcsős) domborzatformák: többteraszos folyóvölgyek, tengerparti színlők, kb  $10^6$  év;  $10^3$ — $10^4 \text{ km}^2$ . Ezen belül lokális domborzat, egyes teraszalakulás  $10^4$ — $10^5$  év;  $10^2$ — $10^3 \text{ km}^2$ .

#### *Makro- és megadomborzat formálódás*

7. Planációs felszínformálódás: regionális tönkfelszín, hegységi tönkfelszín 1—1 denudációs ciklusa; kb.  $10^7$  év;  $10^3$ — $10^5 \text{ km}^2$ , vagyis nagyon különböző dimenzióban.

8. Szubkontinális peneplénképződés (poligenetikus peneplén); őspajzs, masszívumok, fosszilizált szubdukciós övek;  $10^8$  év;  $10^6 \text{ km}^2$ .

9. Kontinens, ill. óceáni medence kialakulás  $5 \times 10^8$ — $10^9$  év;  $10^7 \text{ km}^2$ .

A fenti kategóriákba a domborzati formaképződés minden nagyságrendje besorolható:

Tudományos és gyakorlati szempontból egyaránt szükség van tehát a domborzati formáknak ill. a domborzat egyes részei kialakulási korának minősítésére. A gyakorlati szempontok természetesen elsősorban arra ösztönöznek, hogy a rövid időszaki egyensúlyi megbomlásoknak, ill. a fiatal felszíni formáknak a minősítése kerüljön előtérbe, míg a hosszú geológiai időszakon át lassan formálódó felszínnek, mint stabilis felszínnek kerüljenek értékelésre.



## B) Geomorfológiai térképezés koncepciója és alkalmazása

Azok a térképek, amelyek a domborzati formákat alakító egyes folyamatokat, továbbá a formaképződés idejét is feltüntetik, képviselik az ún. geomorfológiai térképek tartalmát ill. a geomorfológiai térképezés irányzatát. Az általános geomorfológiai térképek azonban a fenti szempontok mellett feltüntetik a domborzat alakja mellett a domborzatot felépítő kőzeteket is, mivel a formaalakulás üteme jelentős mértékben függ a domborzatot felépítő kőzetek szilárdságától is. A geomorfológiai térképezés az elmúlt 2 évtized geomorfológiájának egyik leggyorsabban fejlődő irányzatává vált, és ennek kifejlesztésére nemzetközi bizottság alakult, amely ajánlásokat dolgozott ki e módszer egyöntetű alkalmazására (DEMEK, J. 1976). A geomorfológiai térképezés magyarországi irányzatának (PÉCSI M. 1969, 1972) elvi-módszertani alapjait felhasználva készítettünk geomorfológiai térképeket a domborzat genetikai minősítésére.

A geomorfológiai térképezés az utóbbi 30 év során alakult ki. Eleinte az építkezésekhez szükséges előtanulmányok keretében születtek speciális geomorfológiai térképek. A domborzat állapotának minősítését tehát a gyakorlati igény tette szükségessé. Ma már sok országban folyik rendszeres geomorfológiai térképezés.

Magyarországon a programszerű geomorfológiai térképezés a Magyar Tudományos Akadémia Földrajztudományi Kutató Intézet kezdeményezésére az 50-es évek végén indult meg (PÉCSI M. 1963ab). A Nemzetközi Földrajzi Unión belül 1962-től geomorfológiai térképezési bizottság alakult. Ez foglalkozik a geomorfológiai térképezés nemzetközi egységesítésével, széles körben való elterjesztésével.

A geomorfológiai térképezés célja a domborzat fejlődési állapotának, stabilitásának és várható változásának együttes ábrázolása. Ennek érdekében a geomorfológiai térkép általában az alábbi információkat tartalmazza:

- a) a felszíni domborzat kőzeteinek minőségét;
- b) a domborzati formákat genezisük szerint ábrázolva;
- c) a domborzati formák korát;
- d) a domborzat fontosabb morфомetriai és hidrogeográfiai elemeit.

Az ilyen geomorfológiai térképet, amely a fenti 4 információcsoportot együttesen ábrázolja, *komplex geomorfológiai térképnek* nevezik.

A szükségletnek megfelelően ezek lehetnek *részletes* (1:10 000-től 1:50 000-ig) és *áttekintő* (1:100 000-estől) térképek. Ezek mellett azonban léteznek speciális geomorfológiai céltérképek is. Ilyen pl. az építési célú alkalmazott geomorfológiai térkép (lásd később).



## 1. A részletes geomorfológiai térképezés \*\*\*

### a) A felszínt felépítő kőzetek minősítése és ábrázolása

A domborzat, ill. egyes formái sok esetben szoros kapcsolatban állnak a felszínt felépítő kőzetek tulajdonságaival. Egyes kőzetek sajátos lepusztulásformákat hordoznak, mint pl. a gránit, a mészkő, a dolomit, a homokkő és a lösz; a futóhomok szintén egyedi akkumulációs formákat hordoz.

A komplex geomorfológiai térképezés a célnak megfelelően a domborzat közettani tulajdonságainak felméréseivel, az eltérő kőzetfajták térképen való elkülönítésével kezdődik. A térkép litológiai alapjának felmérése hasonló a mérnökgeológiai, ill. talajmechanikai térképezéshez. Ezekről azonban abban különbözik, hogy a felszín közettani adottságainak felmérését összekapcsolja a domborzat formáinak egyidejű felméréseivel és értékelésével (pl. futóhomokbuckák, morénahalmok, folyóvízi kavicsteraszok, dolomit sziklatorony stb.). A domborzat litológiai minősítése a formák várható alakulására is következtetni enged, ugyanakkor azonban fontos információkat nyújt az építést megelőző tervezési munkálatoknál.

A domborzat litológiájának minősítése tehát két irányú lehet:

1. a formák alakulására, mult- és jövőbeli változásának megítélésére nyújt fontos információkat;
2. minősítést adhat gyakorlati célok érdekében, főként az alkalmazott geomorfológiai térképeken.

Ez utóbbi esetben a domborzat litológiai tulajdonságairól az információk az építésföldtani szempontokat veszik elsősorban figyelembe (pl. szilárd kőzetek, laza szemcsés üledékek, szerves üledékek, mesterséges feltöltések stb.).

A felszínt alkotó kőzetek ábrázolásának módja történhet:

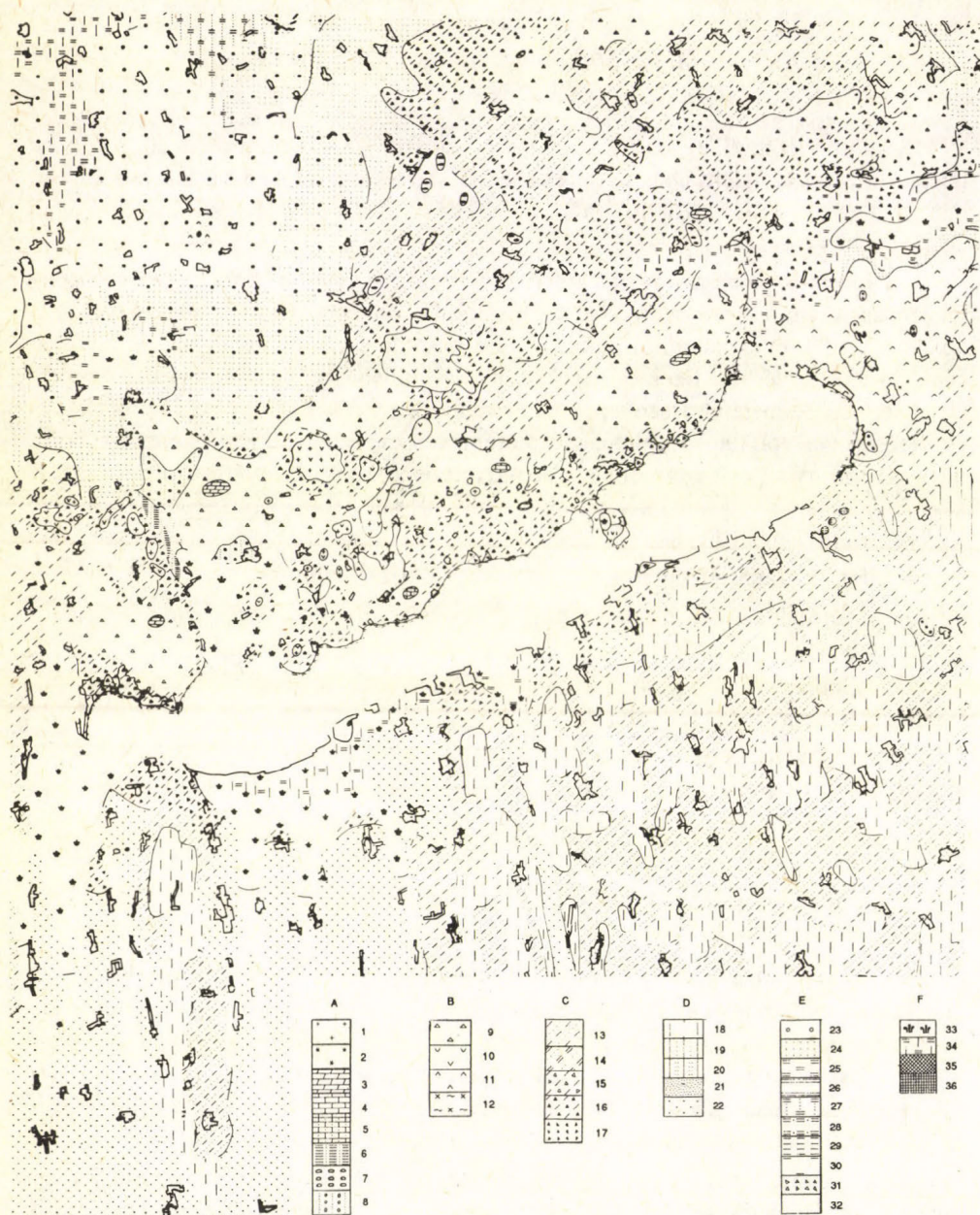
- a) felületi pontozással, vonalazással vagy szimbólumos jelekkel;
- b) ritka raszter ábrázolással.

A gyakorlatban már kialakult, hogy bizonyos kőzeteknek egy meghatározott vonalas szimbólum felel meg. Erre a célra jól hasznosítható az ún. letraszet szimbólumrendszer. A szimbólumokat úgy célszerű megválasztani, hogy azok egyúttal a kőzetek litológiai összetételére és genezisére is könnyen felismerhető információkat nyújtsanak (pl. a folyóvízi üledékek jelzései vízszintes elrendeződésben, a lejtőüledékek pedig ferde szögű elrendezésben szerepeljenek (PÉCSI M. 1963b).

A geomorfológiai térkép litológiai minősítését — a jelkulcsnak megfelelő pontossággal — terepi megfigyelések, fúrások, laboratóriumi vizsgálati adatok alapján készítik

\*\*\*A magyarországi geomorfológiai térképezés az elmélet és gyakorlat szolgálatában. — Földr. Közl. 1963. 11. (87.) pp. 289-299.







el. A geomorfológiai térképeken általában a domborzatot befedő, 1 m-nél vastagabb fedőképződményt ábrázoljuk. Ha a felszíni képződmény (pl. üledék) ennél vékonyabb, akkor az alatta fekvő kőzet kerül ábrázolásra.

A felszíni kőzetek egyes fajtáinak elhatárolásához a helyszíni felmérés mellett gyakorta segítséget nyújtanak a meglévő geológiai, talajtani térképek és a légifelvételek kiértékelései is. A geomorfológiai térkép litológiai adottságainak ábrázolásához, minősítéséhez módszertanilag szolgál például a Balaton és környéke geomorfológiai térképének felszíni képződményeit ábrázoló rész (8. ábra).

Különböző gyakorlati vagy helyi szempontok szabják meg azt, hogy a geomorfológiai térkép litológiai alapjának ábrázolásánál milyen kőzetfajtákat szükséges megkülönböztetni. Speciális céltérképek esetében a litológiai ábrázolás szempontjai változhatnak, bővíülhetnek, annak megfelelően, hogy a térkép milyen célból készül (öntözési, építési, talajjavítási szempontból kívánják-e alkalmazni).

#### b) A domborzati formák keletkezésük szerinti minősítése

A domborzat geomorfológiai minősítésénél alapvető célkitűzés az, hogy a formákat a létrehozó folyamatok szerint ábrázoljuk. A domborzat genetikai formáinak ábrázolásához néhány fontos elv érvényesítése szükséges.

a) A *dinamikus ábrázolás elve* azt jelenti, hogy a domborzati formákat, az azokat létrehozó folyamatokat lehetőleg külön-külön kell ábrázolni. Ez az elv módszertanilag úgy valósítható meg, hogy a formák jelölésére alkalmazott jeleket, szimbólumokat azonos stílusú vagy azonos színű vonalas jelekkel ábrázolják (PÉCSI M. 1969, 1972).

A komplex geomorfológiai térképen az általános gyakorlatnak megfelelően megkülönböztetnek:

1. endogén formákat, amelyeket vörös vagy piros színű jelekkel, szimbólumokkal ábrázolnak;

8. ábra. A felszíni kőzetek ábrázolása a Balaton és környéke geomorfológiai térképén (PÉCSI M. 1969). — A = Negyedidőszak előtt képződött kőzetek: 1 = magmás kőzetek; 2 = metamorf kőzetek; 3 = dolomit; 4 = mészkő; 5 = homokkő; 6 = pannon homok és agyag; 7 = harmadkori terasztrikus kavicsleplek; 8 = pannon kavics, homok; B = Kőzettörmelékek és agyagos-vályogos málladékok (elúvium): 9 = vékony eluviális kőzettörmelék mészkő és dolomit felszínen; 10 = agyagos-vályogos elúvium újharmadkori vulkáni kőzeteken, a lejtőkön részben áttelepítve; 11 = löszvályog, glaciális vályog harmad- és negyedkori laza üledékeken; 12 = kristályos alaphegység kőzettörmelékes agyag- és vályogtakarója; C = Lejtőüledékek (delúvium): 13 = homokos löszszerű lejtőüledék, lejtőlösz; 14 = homokos agyag, homokos glaciális vályog, homokos löszvályog; 15 = kőzettörmelékkel, talajjal kevert lejtőlösz és löszvályog; 16 = lejtőtörmelék, kőzettörmelék vályogos beágyazásban; 17 = lejtőtörmelék, kőzettörmelék; D = Eolikus képződmények: 18 = típusos lösz; 19 = homokos lösz; 20 = löszös homok; 21 = parti dűne homok; 22 = homok; E = Folyóvízi üledékek: 23 = kavics; 24 = homok; 25 = iszap; 26 = agyag; 27 = iszapos homok; 28 = homokos iszap; 29 = lösziszap; 30 = pleisztocén lösziszap (infúziós lösz, átmosott lösz); 31 = időszakos vízfolyás hegységperemi törmeléke; 32 = öntésföld; F = Tavi-folyóvízi, tavi-mocsári üledékek: 33 = tőzeg, tőzegrész; 34 = lápi agyag, réti agyag; 35 = tavikréta, mésziszap; 36 = édesvízi mészkő (pleisztocén, pliocén)



2. gravitációs formákat barna színű jelekkel;
3. folyóvízi eróziós formákat zöld színű jelekkel;
4. folyóvízi, tavi-tengeri formákat kékes árnyalatú jelekkel;
5. glaciális, nivális és kriogén formákat lilás árnyalatú jelekkel;
6. fluvioglaciális formákat sötétkék színű jelekkel;
7. eolikus formákat narancssárga színű jelekkel;
8. karsztos-szuffóziós formákat szürkészöld jelekkel;
9. trópusi eróziós formákat (pl. pedimentek, peneplének, ill. ezek maradványai) okkerszínű jelekkel;
10. biogén eredetű formákat szürke jelekkel;
11. mesterséges antropogén formákat fekete színű jelekkel;
12. komplex formákat (pl. eróziós lejtő tömegmozgásos folyamatokkal) kombinált jelekkel, zöld és barna vonalkázással (PÉCSI M. 1963b).

b) A *mérethű formaábrázolás* elve azt követeli meg, hogy a formákat a térkép méretének megfelelően ábrázolják (pl. a folyóvízi terasz, vízmosás, patak völgy vagy gleccservölgy szimbóluma a térkép mértékével arányos legyen). Lehetnek azonban olyan kis formák is, amelyek ábrázolása mérethűen, szimbolikus jellel nem valósítható meg (pl. lejtőleomosás, talajeróziós formák stb.). Ez esetben a jelkulcsban erre külön utalni kell, pl. ha valamely szimbólum azt jelenti, hogy lejtőleomással pusztuló forma vagy dolinamező általában.

c) A *kihangsúlyozás* elve a domborzat formáinak ábrázolásánál azt jelenti, hogy bizonyos formákat kiemelten ábrázolnak, pl. egy hegylábfelszín vagy hordalékkúp-lejtő számos kisebb formát is hordozhat. A kihangsúlyozás esetében a hordalékkúp-zónát összefoglaló határvonallal ábrázoljuk. Ezen belül levő lapos folyóvölgyeket vagy völgyközi hátságokat figurális jelekkel a célnak megfelelően tüntetjük fel.

Más esetben egyes genetikai formákat csak egyszerűsítve tüntetünk fel. Így pl. az építési célú alkalmazott geomorfológiai térképen nem szükséges a peneplén különböző típusainak ábrázolása. Elegendő csupán alakrajzilag fennsíknak minősíteni a domborzatot (pl. tetőfennsík vagy lépcsős fennsík).

d) A *domborzati formák sok esetben összetett eredetűek* (komplex genezisűek) és az áttekinthető térképeken a formaalakító folyamatok külön-külön nem ábrázolhatók. Ezért a jelkulcsban alkalmaznak olyan szimbólumokat, amelyek jele és megnevezése a komplex genezisre utal. Így pl. valamely tanúhegyet előbb a folyóvízi erózió alakította ki, majd lejtőit a tömegmozgásos folyamatok és a szél formálták tovább. De mindezeket részleteiben nem tudjuk ábrázolni az általános térképeken. A komplex genezisű formáknál azonban lehetőleg kifejezésre kell juttatni a felszín alakulásában domináló folyamat(ok) szerepét. Gyakori eset, hogy a domborzat kialakítását egy korábbi földtani periódusban más folyamatok formálták, mint a jelenben. Így pl. a jegkorszakban képződött gleccservölgyekben ma a kifagyás, a törmelék gravitációs mozgása és a folyóvízi erózió végez jelentős átformálást. A részletes térképeken a gleccservölgy újabb keletű formáit eltérő



színű jelek tüntetik fel, és kifejezik az átformálódás mértékét és irányát is. Az áttekinthető térképeken viszont ez az eset csak komplex ábrázolással fejezhető ki.

e) *A lejtőábrázolás elve és módszere.* A komplex geomorfológiai térképeken a lejtőket a lejtés irányában rajzolt vonallal lehet kifejezni (pl. összefüggő vastag vonal stabilis lejtőt, szaggatott vonal pusztuló lejtőt fejez ki).

A gyakorlati célú geomorfológiai térképeken (építés, tereprendezés, talajerózió elleni védekezés) a lejtőkategóriák külön térképen kerülnek ábrázolásra (4. ábra.)

### c) *A domborzati formák korának minősítése*

A felszíni formák korának jelzése a geomorfológiai térkép fontos információs rendszerét képviseli. Ez általános tájékozódást nyújt a domborzat múltbeli formálódásáról, az egyes formák viszonylag gyorsabb vagy lassúbb változásáról.

A geomorfológiai térképezés kapcsán a domborzatot alkotó kőzetek kora és a felszín kora között az alábbi összefüggések állhatnak fenn:

a) A pusztuló domborzaton a formák kora nem egyezik a kőzet geológiai korával. Ilyen esetben a felszín kora általában fiatalabb a kőzetek koránál. A mezozoos vagy annál idősebb kőzeteken kialakult formák rendszerint sokkal fiatalabbak, a harmad- ill. negyed-időszak során formálódtak ki.

b) Az akkumulációs formák kialakulása egybeeshet az üledékek felhalmozódása idejével. Az árterek, a futóhomok formák kialakulási kora egyezhet az üledékek korával. A terasz kavics lerakódása lényegében egyezik a terasz kiformálódásával stb.

c) Fiatal akkumulációs formák — pl. völgytalpak, hordalékkúpok — gyakran a holocén és a felsőpleisztocén során halmozódhattak egymásra. Ebben az esetben a forma korára utaló jelzetet használnak (pl.  $Q_3+H$ ), bár a felszínt csupán holocén üledékek borítják.

d) Ha valamely forma két geológiai időszak alatt képződött, akkor ezt szintén kifejezésre kell juttatni (pl. egy pliocén vulkáni forma korát  $P_3-Q$  képlettel jelölik).

A domborzat korának ilyen minősítése az épülő, ill. a pusztuló felszínek alakulásának tendenciáját is megadja.

A felszíni formák korát tehát a geológiai gyakorlatban is használatos betűkifejezések jelölik. A felszíni formák korának pontos megállapítása a geomorfológiai térképezés egyik legnehezebb feladata és a legtöbb hipotetikus elemet tartalmazza. (Ennek ellenére alkalmazása azért szükséges, hogy a domborzatfejlődés általános ütemét kifejezésre juttassuk.) Az olyan esetekben, amikor a felszíni formák kora pontosan megállapítható (mint pl. teraszok), akkor az egyes időszakok jelző betűkkel (kitevőkkel) is elláthatók:

— a jelenkori ártér jelzésére H betűt, ill.  $H_1$  vagy  $H_2$ ,

— a felsőpleisztocén terasz jelölésére  $Q_3$ ,



— a középsőpleisztocén terasz vagy felszín jelölésére  $Q_2$ ,  
— az alsópleisztocén terasz vagy felszín jelölésére  $Q_1$  jelzést alkalmaznak (PÉCSI M. 1972).

Még további pontosítás esetén ezeket a jelöléseket további kitevőkkel is kiegészíthetjük ( $Q_3'$ ,  $Q_3''$ ,  $Q_3'''$ ).

Ha viszont a felszín koráról csak általánosságban lehet megállapítani, hogy jelenkori, pleisztocén, pliocén vagy harmadidőszaki, akkor a betűket kitevő nélkül alkalmazzuk (H, Q, P, T, esetleg T-Q).

Az olyan egészen friss felszíni formákat, amelyek az újholocénon belül napjainkban alakultak ki, mint pl. eróziós meredek part vagy vízmosás, piros R (recens) betűvel jelöljük. A többi betűjel fekete. A recens formák kiemelése elsősorban gyakorlati szempontból tűnik indokoltnak.

A domborzati formák kormeghatározása elsősorban a terepi geomorfológiai kutatás eredményeként születik meg, de felhasználhatók a geológiai, régészeti, paleobotanikai és abszolút kortani információk is.

A Magyarországon gyakrabban előforduló geomorfológiai felszínek — árterek, teraszok, lepusztulásszintek és más jellegzetes formák — korának minősítésére ajánlott sémát a 127—128. oldal 1. táblázata tartalmazza.

#### *d) A domborzat fontosabb morfológiai és hidrogeográfiai elemei*

A komplex geomorfológiai térkép részletes változata a domborzat morfológiai elemeiből és a vízrajzból csak a legfontosabbakat emeli ki, nem ismételheti meg a topográfiai térkép tartalmát. A szintvonalakat pl. 20—50 m-enként csak speciális céltérképeken alkalmazza. A relatív térszíni különbségek kétféle módon kerülnek kifejezésre:

a) A kisebb formák — pl. vízmosások, szakadékos partfalak stb. — mennyiségi adatait a formát ábrázoló jeleknél kiegészítő számok jelzik;

b) A nagyobb formák esetében az azonos relatív térszíni különbséget külön izo-vonalakkal lehet ábrázolni. Ilyen módon bizonyos terepformák — réteglépcső, terasz — szintkülönbségeit és általában a domborzat reliefenergiáját lokálisan lehet érzékeltetni.

A vízrajzi erőforrásokból a hideg és meleg ásványvízforrásokat, az állandó vízfolyásokat és a mesterséges csatornákat három kategóriában tünteti fel a térkép. Az időszakos vízfolyások közül csak azok szerepelnek, amelyeknek állandó medrük is van. Ugyanakkor az időszakosan belvizes és belvíz által veszélyeztetett foltokat is jelölni kell. A nagyterjedésű síksági területeken a talajvíz helyzetének jelölése is fontos, a geomorfológiai térképlaphoz kapcsolódó magyarázó füzetben hidrogeomorfológiai szelvényeket is kell készíteni. Az áttekinthető geomorfológiai térképek a nagy folyók vízjárását, a fontosabb hidrometeorológiai adatokat, a részletes térképek pedig a part- és mederfelépítést, az elgátolt vagy lefűzött meanderek állapotát is minősítik (PÉCSI M. 1963b, 1972).



Speciális alkalmazott geomorfológiai térképeken szükség lehet a hidrogeográfiai adottságok részletesebb ábrázolására. Ilyen célra *részletes hidrogeográfiai térképet kell szerkeszteni*, elkülönülten a geomorfológiai térképtől.

### e) Geomorfológiai térképmagyarázó

A geomorfológiai térképekhez szükséges mellékelni tömör szövegezésű magyarázót. A magyarázó füzet röviden tárgyalja:

- a földrajzi helyzetet, a tágabb környezettel együtt,
- a litológiai felépítést,
- a jellegzetes formák jellemzését és a geomorfológiai fejlődéstörténetet,
- a felszínt — főleg a jelenben és a közelmúltban — alakító folyamatok értékelését,
- kiemelten a lejtőmorfológia és adott esetben a talajpusztulás mértékét,
- síksági területeken a talajvízváltozás minősítését,
- az emberi tevékenység hatását a domborzatra.

A magyarázó füzethez kiegészítésként melléktérképek, geomorfológiai és geológiai szelvények, anyagvizsgálati eredmények táblázatai járulnak. A talajpusztulással károsuló dombsági tájakról, a geomorfológiai térképpel párhuzamosan, a talajlepusztulás mértékét ábrázoló térkép készíthető.

A magyarázó füzet a térképezett területre vonatkozó természetföldrajzi, gazdaságföldrajzi, továbbá földtani irodalom jegyzékével együtt lesz teljes.

A részletes geomorfológiai térképek és az azokhoz szervesen kapcsolódó szöveges magyarázó füzetek olyan konkrét tudományos elemzést és szintézist nyújtanak a terepkutatásokkal feltárt területekről, mint a talajtani, a földtani és mérnökgeológiai térképek a maguk témakörében.

## 2. Áttekintő komplex geomorfológiai térképezés

### a) A domborzat nagyobb alakrajzi típusainak minősítése

Nagy kiterjedésű geomorfológiai régiók térképezése esetén az áttekintő komplex geomorfológiai térkép nemcsak a felszín egyes kisebb formáit minősíti — alakrajzilag és kialakulásuk szerint —, hanem a domborzat nagy formáit is osztályozza. Megkülönbözteti és elhatárolja a magashegységi, a középhegységi, a dombsági, a letarolt síksági, az akkumulációs síksági formákat, mint főbb domborzati típusokat.



A domborzatnak ezeket az alakrajzi főkategóriáit felületi színezéssel célszerű elkülöníteni. Módszertanilag az eljárás hasonló a domborzati térképekéhez, vagyis a magashegységeket a középhegységektől sötétebb meleg színekkel, a dombságokat világosabb, okker színekkel, míg a síkságokat zöldes, kékes vagy sárgaszínű foltokkal különítjük el egymástól.

Az egyes domborzati típusok kialakulásuk szerint is nagyon különbözőek lehetnek. Vannak akkumulációs síkságok, amelyek domborzatát eolikus, folyóvízi vagy tengeri folyamatok hozták létre. Az alakrajzilag hasonló hegységek szintén nagyon különböző eredetűek lehetnek.

Az áttekintő komplex geomorfológiai térkép célkitűzései közé tartozik, hogy a domborzat alakrajzi főkategóriáin belül megkülönböztesse azok kialakulásbeli különbségeit is. A domborzat nagyformáit, a különböző orográfiai főkategóriákat ugyanis a külső és belső erők együttesen alakítják ki. Ezek azonban kontinensrészenként, ill. éghajlati zónák szerint is különböző módon hatnak egymásra.

Ha a domborzat alakrajzi osztályait (hegységek, síkságok stb.) azok tektonikai szerkezete és a külső erők geomorfológiai hatása szerint vizsgáljuk, akkor a domborzatot alakrajzilag és eredete szerint együttesen minősítjük. Az ilyen értelemben osztályozott és elkülönített domborzattípusokat *szerkezeti-morfológiai egységeknek* nevezzük, a szovjet geomorfológiai irodalomban gyakran használatos kifejezéssel élve *morfostruktúráknak* is nevezik. A morfostruktúrák tehát a domborzattípusok nagyobb egységei. Az ilyen nagy egységekben a hegységszerkezet vagy a kéregszerkezet közel hasonló tektonikus fejlődést mutat, továbbá ezeken a külső erők formaalakító hatása is olyan volt, hogy azonos stílusú domborzat jött létre.

#### b) Magyarország főbb domborzattípusai

Magyarország áttekintő geomorfológiai térképén a hegységi domborzattípusok alárendelt szerepet játszanak, az ország területének csupán mintegy 20%-át teszik ki. Alakrajzi értelemben általában alacsony középhegységek. Szerkezeti-morfológiailag is csak néhány típus fordul elő. Így pl. *vulkáni hegységek, mezozoós sasbércek és ókori töréses, gyűrt röghegységek* morfostruktúrái jelölhetők ki.

##### *Fiatall vulkáni hegységek*

- bazalttufás rétegvulkánok (Pulai máár-roncsok);
- lávakuvas rétegvulkán (Kab-hegyi típus);
- bazaltsapkás tanúhegyek (Badacsony);
- andezites-riolitos rétegvulkán-romok (Északi-középhegységben pl. a Mátra);
- andezites dike vonulatok és vulkáni kürtőroncsok (a Cserhát-hegységben).

Az andezit rétegvulkáni romokon többnyire két eróziós felszín, tetőfelszín és oldalgörbe) és egy hegységperemi heglábfelszín követhető [lásd: Magyarország geomorfológiai térképe] (PÉCSI M. 1972).



### *Alpi fiatal gyűrt-töréses hegységszerkezet*

A mezozoós sasbércek fejlődéstörténetük részletesebb vizsgálata alapján további domborzati altípusokba csoportosíthatók (PÉCSI M. 1969, 1974a):

— A magyarországi sasbérc típusok között gyakori a *fennsík helyzetbe kiemelt tönkmaradványos sasbérc*. Ezeknek a tönkösödése főleg a kréta időszakban ment végbe trópusi mállás, laterit- és bauxitképződés kíséretében. Fennsíkjuk a későbbiek során csekély mértékben formálódott át.

— Ismeretesek a harmadidőszaki üledékekkel *elfedett*, majd fennsík helyzetbe kiemelt *tönkmaradványos sasbércek*.

— Előfordulnak *exhumált tönkös sasbércek*. Ezek az eocén, ill. oligocén folyamán kétszer is eltemetődtek és csak a neogén, ill. negyedidőszak folyamán emelkedtek ki tetőhelyzetbe, miközben a harmadidőszaki üledéktakarójuk részben ismételten lepusztult róluk.

— Az előbbiektől elkülöníthetők a *küszöb- vagy lépcsőhelyzetbe került régi tönkmaradványos sasbércek*, melyek egyrésze a harmadidőszak folyamán pedimentálódott is (pl. Vértes-hegység alacsonyabb sasbércei).

— Ismeretesek *elfedett vagy kriptotönkös*. E típusba azok a krétaidőszaki kúp-karsztos tönkmaradványok tartoznak, amelyek hegységközi, ill. hegységelőteri medencékbe süllyedtek el (pl. Gánti-medence). Többnyire ezek az árokba süllyedt kúp-karsztos tönkös őrizték meg bauxittelepeiket az eocén mészkőtakaró védelme alatt.

### *Az alpi hegységszerkezetben remobilizált röghegységek*

— *tönkös röghegység, plutonizált, töréses-gyűrt metamorf kőzetekből* (Velencei-hegység, Mórágai-rög);

— *tönkös röghegység, gyűrt-töréses metamorf kőzetekből* (Kőszegi-hegység);

— *takaróáttolódásos, tönkös röghegység metamorf kőzetekből* (Soproni-hegység);

### *Medencebeli dombságok és síkságok típusai*

A magyarországi hegységi domborzat előterében nagy kiterjedésű síksági és dombsági domborzati típusok fordulnak elő. Ezek együttesen szerkezeti-morfológiai szempontból mind egy nagy *medenceforma* tartozékai, melyek laza üledékekből formálódtak ki.

Szerkezeti-morfológiai értelemben a magyarországi *dombságok nem gyűrt laza üledékekből állnak*, főként lösszel fedettek és több domborzati altípust képviselnek. Különbséget közöttük földrajzi elhelyezkedésük és a hegységekkel való kapcsolatuk alapján célszerű tenni. Ilyen értelemben különböztethetők meg:

— *hegységelőteri dombságok*,

— *hegységközi dombságok és*

— *önálló dombságok*. Ez utóbbiak a hegységektől többnyire elkülönülve önálló morfológiai körzeteket alkotnak (PÉCSI M.—SOMOGYI S. 1967).

A dombsági körzeteket eróziós, deráziós völgyek sűrűn behálózzák. A völgyközi



hátaknak egy alacsonyabb, 150—250 m-es és egy magasabb, 250—350 m-es szintjét lehet megkülönböztetni.

Magyarország domborzatának több mint a fele (60%-a) a *medencebeli síkság*. Ezen belül jellegzetes síksági domborzati altípusok fordulnak elő:

— A folyóvízi *ártéri síkságok* a Duna, a Tisza és mellékfolyóik mentén nagy területeket foglalnak el. Egy részük ártéri szintben fekvő hordalékkúp-síkság (pl. a Szigetköz, Szamosköz, Körösök köze). A magasártéri szintet és alacsonyártéri szintet célszerű megkülönböztetni egymástól (előbbi Magyarországon geomorfológiai térképe világoskék színnel, utóbbit kissé sötétebb árnyalatú kék színnel ábrázolja).

— A folyóvízi *teraszos síkságok* Magyarországon geomorfológiai térképén zöld színezéssel szerepelnek. E domborzati típushoz azok a hordalékkúp-felszínek tartoznak, amelyek az ártereknél magasabb fekvésűek és felszínüket kizárólag vagy túlnyomórészt folyóvízi üledékek borítják (Vasi-síkság, Marcal-medencéje stb.).

— A *futóhomokos síkságot* (fakósárga színezéssel) félig kötött homokbuckák, buckaközi mélyedések és sík homokfelszínek mozaikos összeszővődése jellemzi. Jelentős kiterjedésben a Nyírségben, a Duna—Tisza között és Belső-Somogyban fordul elő. A futóhomok-formák folyóvízi hordalékkúpon alakultak ki.

— A *lössös síkság* Magyarországon (élénksárga színezéssel) olyan domborzati altípust képvisel, amely jórészt folyóvízi hordalékkúpon alakult ki. Előfordul egy alacsonyabb szintben, mint a Hajdúhátan, ahol tökéletes síkságot alkot. A Duna—Tisza között a lössös síkságok futóhomokos síksági részekkel váltogatják egymást.

A kissé magasabb fekvésű lössös síkság főként a Mezőföld felszínét jellemzi. Itt a síkságot eróziós és deráziós völgyek is tagolják, és a Duna völgye mentén meredek lejtővel határolódik el.

Magyarország áttekintő geomorfológiai térképe tehát a különböző felületi színekkel és azok árnyalataival a domborzat orográfiai osztályait (hegység, dombság, síkság) és annak genetikai származását minősíti.

### c) Szerkezeti-morfológiai domborzattípusok a Kárpát-Balkán-hegységrendszer példáján

A szerkezeti-morfológiai domborzattípusok kategóriái természetesen sokkal változatosabbak egy nagyobb geomorfológiai régióban, mint pl. a Kárpát-Balkán geomorfológiai megaregió térségében.

Ezen a területen a morfostrukturális domborzattípusokat három nagy csoportba soroltuk:

A) A hegységek (magashegység, középhegység, alacsonyhegység), pajzs- és táblásvidékek eróziós-denudációs folyamatokkal *pusztuló domborzata*.



B) A fiatal süllyedésekben feltöltődéssel képződött *akkumulációs domborzat*, síksági formákkal.

C) A főként harmad-negyedidőszaki süllyedések területén a *denudációs-akkumulációs domborzat*, uralkodóan dombsági formákkal.

Mindhárom csoporton belül a hegységszerkezeti, az exogén geomorfológiai folyamatok és a kőzettani jellegek kombinációja alapján számos, különböző morfostrukturális domborzattípus fordul elő (9. ábra).

#### A) A pusztuló tektonikus domborzat típusai

##### *Őspajzs, ősmasszívum*

1. Ismételten tönkösödött őspajzs (kontinentális alapzat, lemez, pl. Ukrán-pajzs).
2. Táblafedte őspajzs (kontinentális lemez tartozéka, merev tábla, pl. Podoliai-tábla).

##### *Rögvidékek és táblás felszínek domborzattípusai*

3. Tönkös röghegység (törésszerű gyűrt masszívum, pl. Cseh-érhegység).
4. Tönkös masszívum plutonjai (Szudéták, Cseh-erdő).
5. Táblás röghegység, táblás rögvidék (tönkös sasbércek, Elbai-homokkőhegység).

További altípusok:

Táblás fennsík, táblás síkság (Elba-tábla a Cseh-medencében).

Réteglépcsős domborzat (Oberfalz).

Alpi-orogén övezete, gyűrt (törésszerű), pikkelyes, takaró-áttolódásos komplex hegységszerkezetek

##### *Az alpi tektogén övben remobilizált idős őszmasszívumok*

(lehetnek mikrokontinens-darabok, óceáni kéregdarabok)

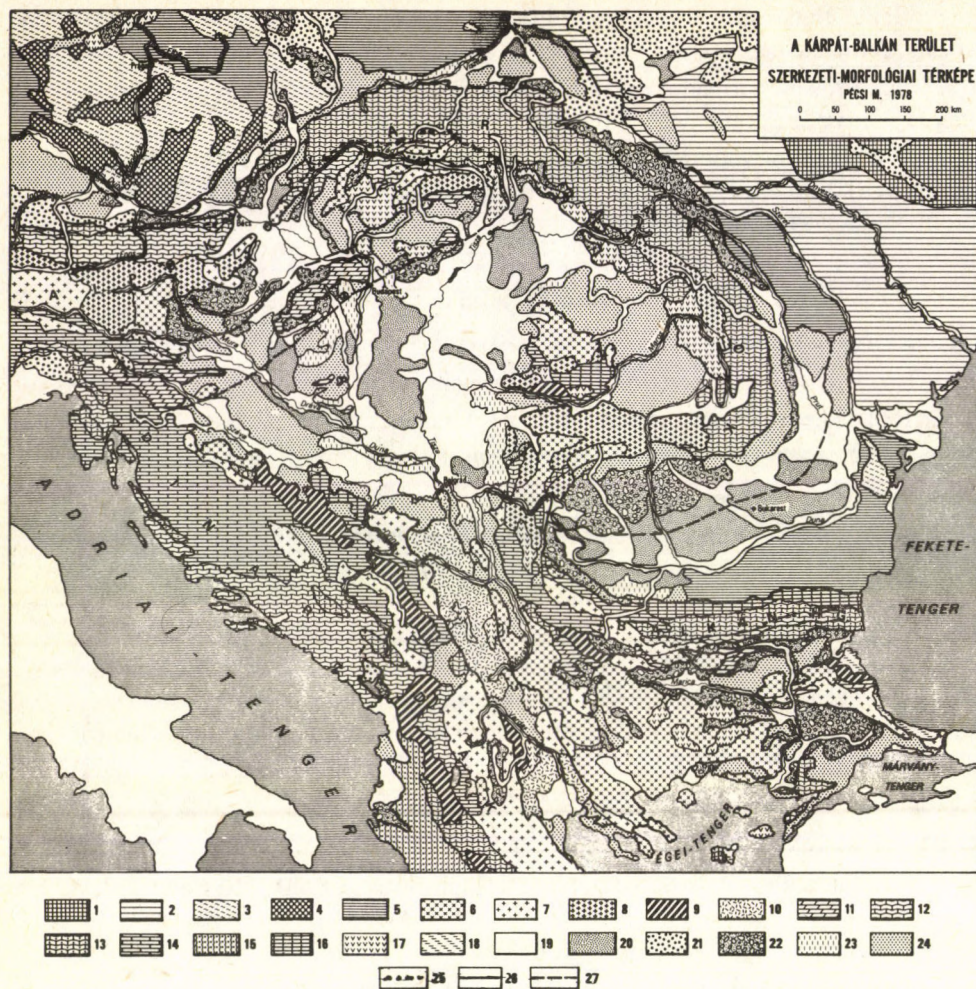
6. Autochton tönkös masszívum, plutonizált ősi törésszerű szerkezeteken, geomorfológiailag fedett, exhumált, ill. kiemelt sasbércek (Bihar-hegység, Fruskagora, Rodope).
7. Centrális, policiklikus komplex szerkezetű gerinces hegység (Magas-Tauern), ill. tönkös hát-hegység, gyengén, közepesen kristályosodott kőzetekből (Sár-planina a Macedonai masszívumban).
8. Áttolódásos és mélytörésszerű gerinces (Fogarasi-hegység), ill. tönkös röghegység, erősen átalakult kristályos kőzetekből (Gurktáli-Alpok, Szlovák-ér-hegység).

##### *Alpi fiatal gyűrt-törésszerű szerkezetek az orogén tengelyében*<sup>1</sup>

9. Tönkös fennsíkok, tömeges hegységek ofiolitos kőzetekből (a boszniai Borja-planina, a Konjuk).

<sup>1</sup>A lemeztektonikai nevezéktan szerint az akkréció és szubdukció zónában.





9. ábra. A Kárpát-Balkán hegységrendszer és környéke szerkezeti-morfológiai térképe (PÉCSI M. 1984). —  
1-25 jelek magyarázata a szövegben, 26 = morfostruktúrák határai; 27 = jelentős morfostruktúrák elfedett  
határai

10. Párhuzamos mélytöréseek közötti tönkös sasbérces árokvonulatok, Vardar-flis, ofiolit és palakőzetekből (Kopavnik).
11. Tönkösödött sasbérc- és árokvonulat, uralkodóan mészkő és dolomit kőzetekből (Bakony-hegység), részben paleozóos palákból (a Bükk és Szávai-hegyvidék), a magashegységeken gerinces vonulatokkal (Júliai-Alpok).



*Az orogén külső övezetében gyűrt töréses és áttolódásos takarószerkezetek*

12. Árkokkal tagolt mészkő- és dolomit-lánchegységek (Északi-Mészkő-Alpok) és karsztfennsík (Külső-Dinaridák).
13. Gerinces, ill. háts lánchegység-vonulatok mélytöréses flisszerkezetek mentén (Flis-Kárpátok).
- Kísérő vonulata a mészkőszirt-öv (9. ábra.25.)

*„Autochon jellegű” szerkezetek*

14. Gerinces lánchegységek (Linzi-Dolomitok) és tönkös karsztfennsík (a dinári Kapela planinák), uralkodóan mészkő és dolomit kőzetekben.

*Orogén-előtéri övezetben*

15. Egyszerűen gyűrt, szimmetrikus gerincek, háthegységek vonulata mészkőből és flisből (Albánia).
16. Enyhén tagolt monoklinális flisplatók (Balkán-hegység É-i elővidéke).

*Fiatál vulkáni szerkezetek*

17. Erősen romosodott, uralkodóan sztratovulkánok (belső-kárpáti vulkánok), alárendelten lávatakarók.

*Különböző alpi szerkezeteken*

18. Abráziós parti síkság.

## **B) Akkumulációs domborzat medencesüllyedékekben**

19. Alacsony folyóvízi síkság, hordalékkúp-síkság, delta-síkság, hegységközi nagyobb völgytalpak.
20. Löss- és homokfedte hordalékkúp-síkság.
21. Fluvioglaciális felszín és morénavidék.

## **C) Denudációs-akkumulációs domborzat**

Dombsággá tagolt fiatal medencék, harmadidőszaki előhegységi süllyedékek

22. Felszabdalt kavics-hordalékkúp és hegyláb-felszín (Vasi-síkság).
23. Kiterjedt löszfelszín, löszfennsík.
24. Eróziós-deráziós dombság laza üledékeken, uralkodóan molaszon (Dunántúli-dombság, Erdélyi-medence).
25. Mészkőszirt-öv (feltehetően szubdukciós betolódás mentén).

A Kárpát-Balkán terület geomorfológiai térképén több szerkezeti-morfológiai hegységtípus fordul elő, mint amennyit a korábbi tradicionális minősítések kapcsán megnevezni tudtak.

A különféle genetikai domborzattípusok (morfostruktúrák) szabatos megnevezése a domborzat fejlődéstörténeti minősítéséhez nélkülözhetetlen.



### 3. Alkalmazott geomorfológiai térképek \*\*\*\*

A domborzatnak geomorfológiai térképeken való ábrázolását elsősorban a mérnöki gyakorlat során felmerült tervezési és kivitelezési munkák tették szükségessé, hogy az építményeknek minél biztonságosabb terepet választhassanak ki.

Az alkalmazott geomorfológiai térképezést tehát a gyakorlat igénye teremtette meg és fejlesztette ki.

A nagyobb műszaki létesítmények tervezése kapcsán (vízzáró gátak, autópályák, lakónegyedek stb.) ma már elkerülhetetlenné vált annak megvizsgálása, hogy a műszaki létesítmény működése során milyen hatást gyakorol a környezetére. A nagy műszaki létesítmények várható hatása a természeti környezetre egy új kutatási irányt, ill. műfajt hozott létre. Az építkezések környezeti hatásának megállapítása (Environmental impact statement) természetesen szükségessé teszi a természeti környezet számos tényezőjének részletes helyi, ill. regionális vizsgálatát (164—165. oldal táblázata), ezek között is elsősorban a domborzat minősítését. A környezeti hatásvizsgálat az építésföldtanban is egyre inkább teret nyer, amelyhez a geomorfológiai, sőt nemegyszer az egész természetföldrajzi helyzet és adottságok, valamint a domborzatalakító folyamatok együttes értékelése válik szükségessé, az antropogén tevékenységgel is számolva.

A geodéták terepfelméréssel előkészítik a domborzat részletes topográfiai térképét. Ez önmagában is fontos információt nyújt a felszín tagoltságáról, beépítettségéről, ill. bizonyos hasznosítási formákról. Ilyen topográfiai térképet, mint nélkülözhetetlen alapot használnak különböző földtudományi szaktérképekhez.

A geomorfológus a topográfiai alaptérképen — kutatásai alapján — minősíti a domborzat egyes formáit, az alkalmazott célkitűzésnek megfelelően:

- a formák közetminősége szerint,
- a formák állandósága vagy változásának üteme szerint, továbbá
- a formákat létrehozó folyamatok szerint,
- a domborzat lejtőződését a szükséges kategóriák szerint.

Az alkalmazott geomorfológiai térképek tehát szükségszerűen tartalmazzák a domborzat alakjának állapotát, felépítését és változásának irányát.

A domborzatminősítés során a figyelem arra irányul, hogy a felszínen végbemenő természeti folyamatok (talajpusztulás, folyóvízi erózió, földcsuszamlás stb.) és a társadalmi tevékenység (építkezés, csatornázás, víztározás stb.) együttes hatására a felszínen jelenleg, ill. a jövőben milyen formaváltozások mennek végbe, ill. várhatók.

A célra irányított alkalmazott geomorfológiai térkép tartalmában és ábrázolásában is különbözik a komplex geomorfológiai térképtől. Ez utóbbinak nem minden informá-

\*\*\*\* Environmental Geomorphology in Hungary. — Studies in Geography in Hungary. Vol. 17. pp. 3-16. — Mémökgeomorfológiai térképezés (ÁDÁM L.—PÉCSI M. szerk.) 1985. pp. 7-14. (részlet).



cióját alkalmazza. Tartalma egyrészt egyszerűbb, másrészt azonban a célnak megfelelően a formák dinamikájáról, állapotáról pontosabb tájékoztatást nyújt, mint az általános vagy komplex geomorfológiai térképek.

Az alkalmazott geomorfológiai térképek főként olyan gyakorlati szempontú adatokat ábrázolnak, amelyek alapul szolgálnak a gyakorlati tervezés számára, így pl. a mezőgazdasági talajvédelem és melioráció tervezéséhez, az építésföldtani és talajmechanikai térképek készítéséhez, a város- és iparfejlesztés, továbbá úthálózat-tervezés előkészítéséhez. Ezek mellett felhasználhatók az öntözési, ármentesítési és erdősítési tervezésekhez is.

A magyarországi geomorfológiai térképezési iskola az alkalmazott geomorfológiai térképek közül az építésföldtani célú, mérnöki-geomorfológiai térképezést fejlesztette ki legjobban (ÁDÁM L.—PÉCSI M. 1985, SZILÁRD J. 1976).

#### *a) A domborzat mérnöki-geomorfológiai célú minősítése térképen*

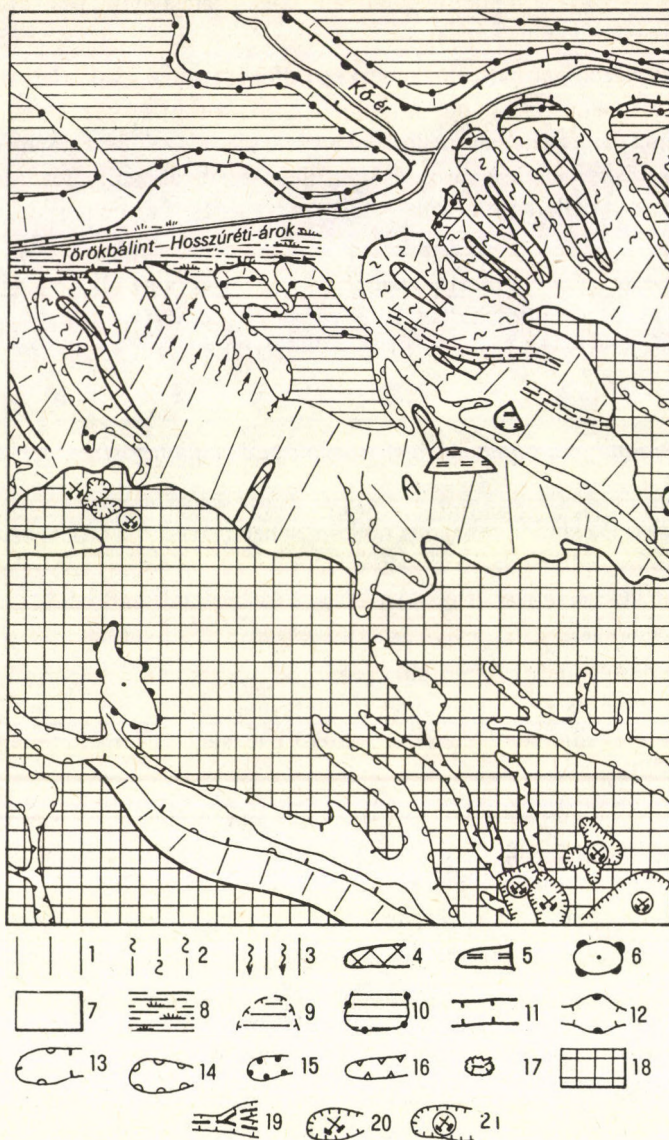
A műszaki létesítmények tartós működésének biztosítása érdekében egyre inkább teret nyer az építésföldtanban is a természetföldrajzi környezet és ezen belül a domborzati adottságok értékelése. Ezzel a geomorfológia és kutatási eredményei közvetve vagy közvetlenül a mérnökgeológiai előtervezés szerves részévé válnak.

A mérnöki-geomorfológiai térképezés tárgya tehát a domborzaton végbemenő eróziós folyamatok és az általuk kialakított formák minősítése a műszaki-gazdasági létesítmények optimális elhelyezése, ill. azok biztonságos üzemeltetése szempontjából (PÉCSI M. 1970).

A mérnöki-geomorfológiai térképezés feladatát PÉCSI M. szerint az a körülmény határozza meg, hogy a műszaki létesítményeknek nemcsak a közvetlen alapját kell minősíteni, hanem a környezet domborzatát is. A domborzat állapota, fejlődési tendenciája egyrészt a természeti környezettől, másrészt a műszaki létesítmény kihatásától is függ. Egy adott tájban a természeti környezet alkotói (a domborzat, a kőzetek, a vízfolyások, az éghajlat, a talaj és a növényzet), továbbá belső és külső erők sok tekintetben egymást szabályozó rendszert képeznek. Ez önszabályozó rendszer is és nyitott is, a benne működő dinamikus erőket egymás közötti egyensúly felé kényszeríti.

Az alkalmazott geomorfológiai térképezésnél, ezen belül különösen a csuszamlásos domborzat minősítésekor döntő feladat feltárni a domborzat egyensúlyi állapotát. Itt a fő kérdés, hogy valamely forma fejlődése során elérte-e a dinamikus egyensúlyt vagy csak afelé közelít, továbbá, hogy az egyensúly milyen tartós? Vagyis hogy a hatóerők kiegyensúlyozódása, ill. a formaváltozások időszakosan ismétlődnek-e vagy éppen csak egyszeri egyensúly-megbomlás várható.





10. ábra. Részlet a „Kamaraerdő” mérnökgeomorfológiai térképéből (szerk.: SZILÁRD J.). — 1 = stabilis lejtő; 2 = csuszamlásveszélyes lejtő; 3 = barázdás eróziós lejtő; 4 = alacsony gerinc (150 m tszf.: szélessége 100 m); 5 = lejtőpihenő; 6 = kőbőrc; 7 = ártéri sík általában; 8 = vizenyős területek (laposok) általában; 9 = IV. sz. terasz; 10 = hordalékkúp-teraszok, tereplépcsők; 11 = lapos, széles eróziós völgy; 12 = kisebb medencetalp pereme; 13 = eróziós-deráziós völgy; 14 = deráziós völgy; 15 = deráziós fülke; 16 = szárazvölgy; 17 = korróziós mélyedés; 18 = mészkőplató; 19 = mélyút; 20 = külszíni bánya, felhagyott; 21 = feltöltött bánya



Fontos megismerni, hogy a felszínmozgásokat, ill. a domborzat formaváltozásait milyen mértékben váltja ki a természeti környezet, és milyen mértékben a társadalmi beavatkozás folyamatai vagy az egymásra hatás<sup>2</sup>.

Az ilyen felmérés és minősítés a már meglevő létesítmény biztonságos üzemeltetése, a természeti környezet károsodás elleni védelme érdekében is szükségessé válhat, de többnyire a területi tervezési komplex előterv érdekében készül.

*A magyar mérnöki-geomorfológiai térképek tartalma<sup>3</sup>:*

A) a lejtőkategóriák, gyakran külön térképen,

B) a lejtők állapota,

C) a domborzat formaelemei.

Ez utóbbi csoporton belül ábrázolásra kerülnek

I. az általános domborzati formák,

II. a speciális eróziós-akkumulációs formák,

III. az antropogén formák.

A speciális akkumulációs formák jelkulcsi megválasztása elsősorban a vizsgálandó terület jellegétől függ. Általában ábrázolásra kerülnek a folyók menti ártéri formák, teraszok, hordalékkúp-maradványok, továbbá különböző nagyságú és dinamikájú völgyek vagy kis medencék, valamint homokformák, karszteróziós formák, nagyobb folyók, tavak, vagy tengerparti környezetben a különböző pusztuló, ill. épülő partformák.

A lejtőkategóriák ábrázolása a mérnöki geomorfológiai térképeken a feladat céljának megfelelően lejtőfokokban vagy a lejtősség %-ában történik. Tulajdonképpen a domborzat úgy fogható fel, mint különböző kategóriájú lejtők együttese.

Építészeti alkalmassági szempontokat szem előtt tartva az alábbi *lejtőkategóriákat*, ill. minőségeket választják ki:

0—2,5° (0—5,5%): kedvezően beépíthető lejtő;

2,5—5,0° (5,5—11%): lakótelepi beépítésre alkalmas minősítésű;

5—15° (11—33%): tereprendezéssel építhető be;

15—35° (33—77%): beépítésre kedvezőtlen, csak nagyobb tereprendezéssel lehet egyedi házakat építeni;

35°-nál (77%-nál) több minősítésű lejtő, mindenféle beépítésre alkalmatlan.

Mezőgazdasági hasznosításra a térképezésnél az alábbi lejtőkategóriákat szokás ábrázolni:

0—5%: szántóföldi művelésre alkalmas;

<sup>2</sup> Az egymásra hatások egyszer elérik az ún. *geomorfológiai küszöbértéket*, amikor megtörténik az egyensúly megbomlása, a domborzati formaváltozás.

<sup>3</sup> A mérnökgeomorfológiai térképezés jelkulcsát lásd: ÁDÁM L.—PÉCSI M.(szerk.) 1985. — Mérnökgeomorfológiai térképezés. — Elmélet-Módszer-Gyakorlat. 33. MTA FKI. Budapest, pp. 36-45.



- 5—12%: szántóföldi művelésre alkalmas, de a talajerózió veszélye fennáll;
- 12—17%: nagyüzemi szántóföldi növénytermesztésnél ez a felső határ;
- 17—25%: főleg csak kisüzemi szántóföldi művelésre alkalmas;
- 25—40%: erdősítésre vagy teraszos művelésre alkalmas;
- 40% feletti lejtők csak erdőgazdálkodásra alkalmasak.

A *lejtők állapotát* állékonyságuk szempontjából három csoportba sorolják:

1. Állékony, stabilis lejtő típusba a tartós egyensúlyi állapotú sziklalejtők és a normális lejtők tartoznak.
2. Érzékeny egyensúlyi állapotú, labilis lejtőtípusok, amelyek hosszabb-rövidebb időre nyugalomban vannak.
3. Egyensúlymegbomlásos — instabil vagy mobilis — lejtők, amelyek jelenleg is mozgásban vannak, csuszamlásos vagy omlásos, vagy kőtörmelék omlásos lejtők.

A domborzat formaelemeit a mérnökgeomorfológiai térképezés főként orográfiai szempontból értékeli. Ez azt jelenti, hogy a formák alakrajzát, helyzetét, kiterjedését elsősorban mennyiségi paraméterekkel minősítik. A formák dinamikus alakulására ezen kívüli jelölések vannak (10. ábra).

#### b) Csuszamlásos domborzat geomorfológiai térképezése

A csuszamlásos, ill. tágabb értelemben felszínmozgásos domborzat térképezése tulajdonképpen a mérnöki-geomorfológiai térképezésnek egy speciális céltérképe.

Előfordulnak olyan domborzati formák, ill. geomorfológiai körzetek, ahol a tömegmozgásos folyamatok gyakoriak, vagyis időszakosan visszatérő jelenségek. A tömegmozgások által károsított domborzat korábban többnyire csak a konkrét károsodások esetén került felmérésre. Napjainkban a felszínmozgásos területek számbavétele az építésföldtani előtervezés szempontjából került napirendre. A felszínmozgásos területek átfogó vizsgálata és térképezésének célja, hogy a tömegmozgásos folyamatokat előidéző természeti és antropogén tényezőket feltárják, és megállapítsák a tényezők okozati összefüggéseit.

Fontos célkitűzés továbbá, hogy a felszínmozgásos formákat típusaik szerint csoportosítsuk, ill. osztályozzuk. A típusok ismerete nyújt lehetőséget a legmegfelelőbb műszaki beavatkozás alkalmazására és a domborzat állékonyságának biztosítására.

A csuszamlásos formák részletes osztályozása és ezen keresztüli minősítése tehát nagyon is gyakorlati célú feladat (PÉCSI M.—JUHÁSZ Á.—SCHWEITZER F. 1976).

A felszínmozgásos domborzat térképezésének jelkulcsa alapvetően hasonló a mérnökgeomorfológiai térképezési jelkulcshoz, de a felszínmozgások formáit és folyamatait részletesebben ábrázolja. Eppen ezért a felszínmozgások által sújtott terület jellegének és a csuszamlásos formák típusainak megfelelően esetenként sajátos speciális jelkulcsot alkalmaznak (11. ábra; ÁDÁM L.—SCHWEITZER F. 1985).



Magyarországon a felszínmozgásokkal károsított domborzat főként a laza agyagos, löszös üledékekből álló dombsági formákon és hegylábfelszíneken gyakori. Sajátos felszínmozgásos jelenségek alakultak ki az alföldi Duna jobb partján, ahol a Mezőföld vastag lösztakarója a pannóniai üledékekre települve meredek eróziós parttal végződik a Duna ártere felé, továbbá a Tolna—Baranyai-dombság Duna által erodált szegélyén.

A tömegmozgások formáinak, típusainak vizsgálata alapján megállapítható, hogy a kiváltó feltételek között vannak minden területre általános érvényű tényezők, de vannak lokális, csak egy tájra jellemző egyedi feltételek is.

A tömegmozgást kiváltó, *általános érvényű tényezők közül* legfontosabbnak minősülnek:

- a domborzat vertikális tagozottsága, vagyis az élénk reliefenergia;
- a sajátos rétegtani felépítés, vízszintes vagy ferde dőlésű vízáteresztő és vizet át nem eresztő üledékek váltakozása;
- az egész domborzatot vagy lejtőt felépítő, csuszamlásra hajlamos agyagos kőzetek jelenléte;
- jelentős talajnedvesség, vízszivárgás.

A tömegmozgások kialakulásának feltételei a dombsági tájak legtöbbször fellelhetők.

*A lokális adottságok és tényezők:*

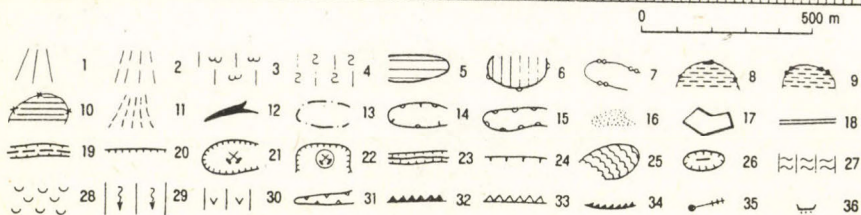
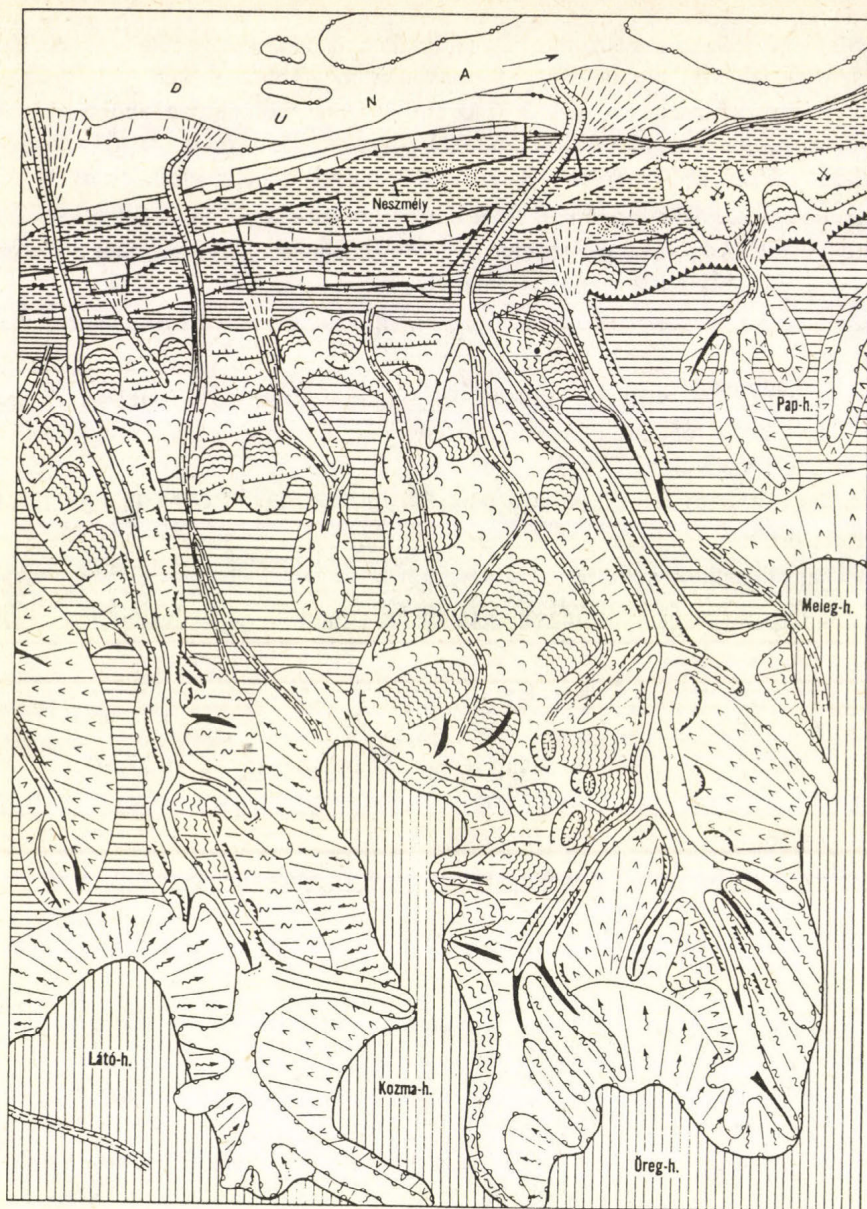
- a kis területen is eltérő kőzetminőség;
- tektonikailag különösen zavart rétegek és ezek sajátos kőzetfizikai tulajdonságai;
- sajátos hidrogeológiai viszonyok;
- a felszíni lefolyás koncentrálódása, vagy egyes helyeken partomlások folyamatai.

A csuszamlások formák és folyamatok területi eloszlását és azok típusait főként a lokális tényezők határozzák meg.

Az éghajlati, ill. az időjárási tényezők a tömegmozgások periódusát, időbeli kiváltódását befolyásolják, ill. szabják meg.

Ma már mind több országban rendelkezések vannak, hogy a nagyobb műszaki létesítmények telephelyének biztonságos kijelölésénél előzetesen fel kell mérni a geomorfológiai adottságokat. Ezzel együtt fel kell mérni, hogy a domborzaton a beépítés hatására milyen változások várhatók. A gondos telephely-kiválasztás érdekét szolgáló előkutatás lehetőséget nyújt a nemzetgazdaság számára meddő kiadások elkerülésére, amelyek a környezetfelmérés hiánya folytán oly gyakran bekövetkeznek.







c) *Domborzatminősítés erdő- és mezőgazdasági szempontból a Vértes-hegység Csákvár környéki részéről*

A Vértes-hegység PÉCSI M. és SOMOGYI S. (1967) szerint a Dunántúli-középhegység geomorfológiai körzetében több önálló és egymástól különböző felépítésű és jellegű domborzati kiskörzetet alkot.

A geomorfológiai értelemben vett Vértes-hegység két domborzati típust foglal magában:

a) A Vértes-hegység tönkös sasbércek sorozatából, továbbá néhány kisebb tektonikus medencéből és karsztos völgyek együtteséből áll.

b) A Vértesalja a hegységet körülvevő hegyláb felszín, mely az északi előtérben nagyobb kiterjedésű, a déli előtérben csupán keskeny hegylábi lejtő.

A *Vértes-hegység* fennsíkja alakrajzilag alacsony középhegység, amelyet egy magasabb (400—480 m tszf-i) és egy alacsonyabb (250—350 m tszf-i) fennsík jellemez (6. ábra).

Szerkezeti-morfológiai szempontú minősítés szerint: a Vértes két uralkodó fennsíkját tönkös sasbércek alkotják, amelyek a krétakori tönkösödés után többször üledéktakaróval eltemetődtek, majd exhumálódtak és fennsík helyzetbe emelkedtek. A kiemelt tönkös sasbércek között és a hegységi előtérben előfordulnak árkos helyzetű elfedett tönkők (kriptotönkők); ilyen a Gánti-medence.

A Vértes árkos medencéi és nagyobb keresztvölgyei határozottan követik a Dunántúli-középhegység főbb törésvonalait. A medencék a DNy—ÉK-i irányú hosszanti törések mentén helyezkednek be a Vértes sasbércei közé. A hegység irányára merőleges törések mentén sziklás völgyek alakultak ki, melyek a Vértes-hegység saktáblaszerű tagolódását okozzák.

A Vértes domborzatának egyik jellemző vonása, hogy a nagyobb sasbércek peremét hosszabb-rövidebb, meredek lejtőjű szárazvölgyek sűrűn beréselik. E völgyek

---

11. ábra. Felszínmozgásos domborzat geomorfológiai térképe (Felv. és szerk.: ÁDÁM L.—SCHWEITZER F. 1985). — Lejtők állaga: 1 = stabil lejtő; 2 = instabil csuszamlásos lejtő; 3 = aktív lejtő; 4 = csuszamlásveszélyes lejtő. Hegyidomtani formák: 5 = völgyközi hát; 6 = hegyláb felszín, hegyláb lejtő. Akkumulációs forma: 7 = 1b. sz. terasz; 8 = 2a. sz. terasz; 9 = 2b. sz. terasz; 10 = 3. sz. terasz; 11 = törmelékkúp. Medrek-völgyek: 12 = eróziós vízmosások; 13 = kisebb vízfolyások elhagyott medrei; 14 = eróziós-deráziós völgy; 15 = deráziós völgy. Homokformák: 16 = parti dűne. Antropogén formák: 17 = település; 18 = út; 19 = mélyút; 20 = ártér; 21 = külszíni bánya, felhagyott; 22 = külszíni bánya, feltöltött; 23 = csatorna. Felszínmozgásos formák: 24 = szeletes földcsuszamlás szakadásfrontja; 25 = szeletes földcsuszamlás halmaza; 26 = csuszamlás és suvadás közötti halmazok, kismélyedések; 27 = időlegesen nyugalomban lévő csuszamlásos lejtő; 28 = régi csuszamlásos, hullámos felszín; 29 = lejtőleemosás; 30 = barázdás erózió; 31 = löszszurdik, horhos; 32 = labilis meredek partfal; 33 = stabil meredek partfal; 34 = omlásveszélyes meredek partok. Tömegmozgásoktól károkat szenvedett létesítmények: 35 = épületházak; 36 = károsodott gátak, partvédő művek



közül a legnagyobbak helyenként csaknem átszelik a sasbércек magasabb fennsíkját is. E száraz völgyekből az időszakos vízfolyások sok dolomittörmeléket szállítottak a hegység előterébe, a hegyláb felszíni zónába, ahol egymással összenőtt törmelékkúp-mezőt formálnak. A száraz völgyek a meredek fennsíkok peremén aránylag fiatalok és főként a negyedidőszakban alakultak ki. Ezekkel szemben a hegység sasbércei közötti tágas völgyek és árkos medencék (kriptotönkök) viszonylag nagyon idősök, a kréta és a paleogén időszakból visszamaradt konzervált formák. Ezt bizonyítják a Gánti-medencének az eocén rétegekkel fedett és bauxittal kitöltött trópusi kriptokarsztos tönkmaradványai. A Vértes-fennsík az oligo-miocén folyamán többszáz méter vastag törmelékes üledéktakaró alá került. Ez a törmelékes takaró a neogén folyamán és főként a pleisztocénban tektonikus kiemelkedés hatására pusztult le és a korábbi kréta tönkfelszín exhumálódott, miközben kissé átfarmálódott. A Vértes-hegység még a pliocén során is környezetéhez viszonyítva alacsony felszín maradt, majd főként a pleisztocén során az igen jelentős (200—300 m) emelkedés következtében vált fennsíkos sasbércek sorozatává.

Ez idő alatt a lejtők felülete többszöröskére nőtt és meredekebbé vált. A meredek lejtők alján dolomittörmeléből álló dolomittörmelékkúpok és helyenként lösszel fedett lejtők alakultak ki. A dolomitból álló fennsíkokon rendszina talajok képződtek. A meredek sziklás lejtők, gyenge száraz termőhelyek még a karsztbokorerdőnek és a dolomitos gyepeknek is kedvezőtlen ökológiai feltételeket tudnak nyújtani. A Vértes domborzatának nagy részét az erdőgazdaság hasznosítja. A kis medencékben mezőgazdaság honos. Az üdülés és a turizmus kibontakozóban van, mivel a hegység tájképi szépségeiben gazdag. A Gánti-medencében a bauxitbányászat újra megindult.

Geomorfológiailag *Vértesaljának* tekintjük a sasbércecs fennsíkok sziklás lejtőjéhez csatlakozó *lankás hegyláb felszínt*, mely szélesebb-keskenyebb sávban övezi az egész hegységet. A hegyláb felszíni ökológiai tulajdonságai jelentősen eltérnek a Vértes-fennsíkétól. A vértesalji hegyláb felszín jórészt laza, homokos üledékeken alakult ki, csak keskenyebb foltokban van a felszínhez közel a sziklapediment. A Vértes hegyláb felszíni zónáját — a homok- és löszfedte menedékes lejtőket és dombhátaikat — ma főleg szántóföldi műveléssel hasznosítják. Délies kitettségű lejtők a gyümölcs- és szőlőskerteknek nyújtanak előnyös ökológiai feltételeket.

*A Vértes-hegység domborzatminősítéséhez az alábbi térképek szolgáltak alapul:*

a) topográfiai formaterkép;

b) reliefenergia térkép;

c) lejtőkategória térkép;

d) felhasználásra került a területről elkészült geomorfológiai térkép is, amely a jelen felszíni folyamatok értékeléséhez nyújtott adatokat<sup>4</sup>.

<sup>4</sup>Lásd Magyarország tájféldrajza 6. kötet. A Dunántúli-középhegység, Vértes-Velencei-hegyvidék 40., 41., 47. ábrákat.



(1) A domborzatértékelési eljárást azzal kezdtük, hogy az e körzetben előforduló formákat magasságuk szerint csoportosítottuk és lajstromoztuk (1. táblázat).

(2) Ezután az egyes domborzati formákhoz a mező- és erdőgazdasági szempontok figyelembe vételével 100—0-ig pontértékeket adtunk (1. táblázat). Az egyes domborzati formák pontszám értékeit, tapasztalati alapon, a felszín hasznosítási lehetőségeinek figyelembe vételével állapították meg. A legmagasabb pontszámokat a tagolatlan síksági felszíni formák kapták, melyek mezőgazdasági hasznosítás szempontjából a legelőnyösebbek (GÓCZÁN L. és társai 1984).

A különböző dombsági, ill. hegységi formák, formaelemek magasságuk, relief-energiájuk (tagoltságuk) és lejtőszögük növekedésével egyre alacsonyabb pontszámot kaptak.

(3) Az egyes domborzati formákon belül a pontszám érték tovább csökken folt-szerűen ott, ahol a domborzat károsodott, erodálódott, vagy a lejtőszög megnövekedett. Ezt az eljárást úgy alkalmaztuk, hogy a domborzat orográfiai típusait és annak a (2) pont szerint minősített formaelemét összevetettük a lejtőkategória térképpel. Ha pl. valamely fennsík x pontra minősített része 5 foknál erősebben lejt, azon a folton az előzetesen megadott pontszámból 10 pontot levontunk. Ugyancsak levonást kell alkalmazni pl. az omlásos vagy csuszamlásos felszínfoltokon is. A levonás mértékét a 1. táblázat mutatja.

Az orográfiai térkép, a lejtőkategóriai térkép, esetleg a lejtőkitettség térkép és a táblázatban szereplő pontszámok segítségével a domborzat formáinak részei mennyiségi értékelést kapnak, amelyet a relatív pontszámok képviselnek mező- ill. erdőgazdasági szempontból (12. ábra).

A domborzatnak így minősített relatív értékrendje 10 minőségi osztályba sorolható és alkalmas lehet arra, hogy a termőhely-értékeléshez más szempontokat és tényezőket is figyelembe véve, az eddigi eljárásoknál pontosabb értékeléshez nyújtson segítséget.

Az erdő- és mezőgazdasági szempontú domborzatminősítési eljárás a domborzat főbb formai elemeinek relatív értékét nyújtja a termőhelyi alkalmasság, a termőhelyi érték megállapításához. A kódszámok domborzati minőségi osztályt jelentenek. A nagyobb számok értékesebb minőségi osztályt képviselnek, de az értékük csak relatíve nagyobb és nem egyenes arányban növekvő.

A legalacsonyabb osztályba sorolt meredek sziklás lejtők a 0 minőségi osztályba kerültek. Ez azt jelenti, hogy pl. erdőgazdaság szempontjából igen nehezen használható felszíni formaelemek.

A hegységi domborzat formaelemei közül a dolomit sasbércecs fennsíkok magasságuk, kiterjedésük, lejtősségük, kitettségük szerint mérlegelve a 4-3 minőségi osztályt képviselik, tehát gyenge-közepes domborzati értéket nyújtanak a termőhely számára.

A sasbércekhez kapcsolódó enyhébb lejtők, völgyoldalak, keskeny völgytalpak 2 ill. 1 minőségi osztályba kerültek.

A hegységbeli szélesebb hegyláb felszínek és völgyközi háta, teraszos hordalék-kúpok 5-4 kódszámokkal közepes domborzati értékűek, hasonlóan a hegységbeli szélesebb, de időnként és helyenként nedves völgytalpakhoz.



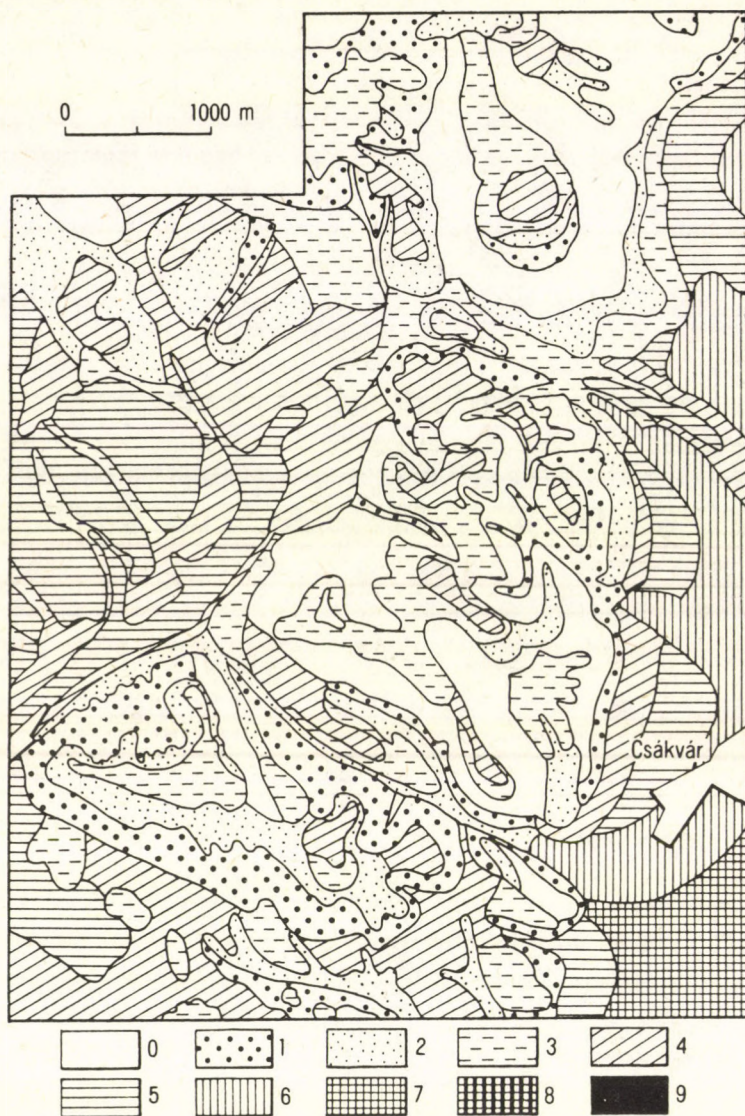
1. táblázat. A domborzati formák minősítése kódolósos eljárással a Vértes-hegység példáján erdő- és mezőgazdasági hasznosítás szempontjából (PÉCSI M.)

Domborzati formák, formaelemek	A formák kódolt értékszáma becslés alapján (1-100-ig)	Minőségi osztályba sorolás (0-9-ig)	A formák értékét csökkentő tényezők	A levonandó értékszáma
<i>A. Síksági felszínek</i>				
1. Hordalékkúp-sík alacsonyabb felszíne 160 m tszf-i magasságig	80—50	7—4	Kőzettörmelékes felszín	20
2. Hordalékkúp-sík magasabb felszíne 200 m tszf-i magasságig	70—50	6—4	Kőzettörmelékes talajszelvény	15
3. Hegylábi felszín (hegylábi lejtő) laza üledéken, 160-200 m tszf.	70—40	6—3	Száraz eróziós ill. deráziós völgyekkel tagolva a terület <25%-ában >25%-ában	10 20
<i>B. Hegységbeli formák</i>				
4. Hegységközi völgytalpi sík, 200 m-nél szélesebb 250 m tszf-i magasságig	60—40	5—3	Szezonálisan nedves felszínek, völgytalpak <10% 10—25% 25—50% >50%	5 10 20 30
5. Hegységközi völgytalp, 200 m-nél keskenyebb	50—30	4—2		
6. Karsztos völgy, 100 m-nél keskenyebb	20—10	1—0		
7. Hegységközi hegyláb felszín laza üledéken 200-300 m tszf. között	60—40	5—3	Száraz eróziós ill. deráziós völgyekkel tagolva a terület <25%-ában >25%-ában	30 20
8. Völgyközi hátak, 250-360 m tszf.	50—30	4—2	Hát felszínének szélessége 300—200 m 200—100 m <100 m	10 20 30









12. ábra. Domborzatminősítési térkép a Vértesszegi-hegységből (szerk.: PÉCSI M.) Domborzati minőségi osztályok értelmezése az erdő-, ill. a mezőgazdaság szempontjából. 0 = rossz; 1 = nagyon gyenge; 2 = gyenge; 3 = gyengén közepes; 4 = közepes; 5 = közepesen jó; 6 = jó; 7 = nagyon jó; 8 = kitűnő; 9 = kiváló



Termőhelyi szempontból a mintaterület legértékesebb domborzati elemei a síksági kategóriához tartozó, 5 %-nál enyhébb lejtőjű hordalékkúp-teraszok és kiterjedt hordalékkúp-felszinek. Ezek a 7 ill. 6 minőségi osztályukkal a mezőgazdaság számára jó ill. közepesen jó termőhelyet biztosítanak (12. ábra). Kiváló termőhelyeket nyújtó felszíni formák csak a térképezett területtől K-re fordultak elő.

## II. Hidrogeográfiai térképezés

### 1. A domborzat és a felszíni vizek együttes minősítése

A domborzat állapotának, változásának minősítéséhez többféle tényező figyelembevételére van szükség.

A domborzat állapotának minősítése során értékelni kell többek között a csatornázás, a vízelvezetés, a víztározás és nem utolsósorban a földhasználat hatására bekövetkezett, ill. várható változásokat. Ez azt jelenti, hogy a földrajzi környezet várható változásáról a prognózis elkészítéséhez nemcsak az alkalmazott geomorfológiai térképek szükségesek, hanem más tematikus természetföldrajzi térképek is. Mivel a domborzat állapotának minősítése során a felszíni vizek és azok eróziós folyamatai jelentős szerepet játszanak, kézenfekvő, hogy a domborzat és a vízrajz egymásra hatása, kölcsönkapcsolata egy speciális *hidrogeomorfológiai térképen* integrálódjék.

### 2. A hidrogeomorfológiai térkép tartalma

1. a felszíni kőzetek, ill. üledékek litológiai tulajdonságai, miként a komplex geomorfológiai térkép is tartalmazza;

2. folyóvíz alkotta felszíni formák, főként medrek és kisebb völgyek;

3. a természetes növényzet és a művelési ágak feltüntetése;

4. a felszíni vizek, vízfolyások minőségi és mennyiségi értékük szerint;

5. felszíni források és a térbeli vízhálózat néhány formája;

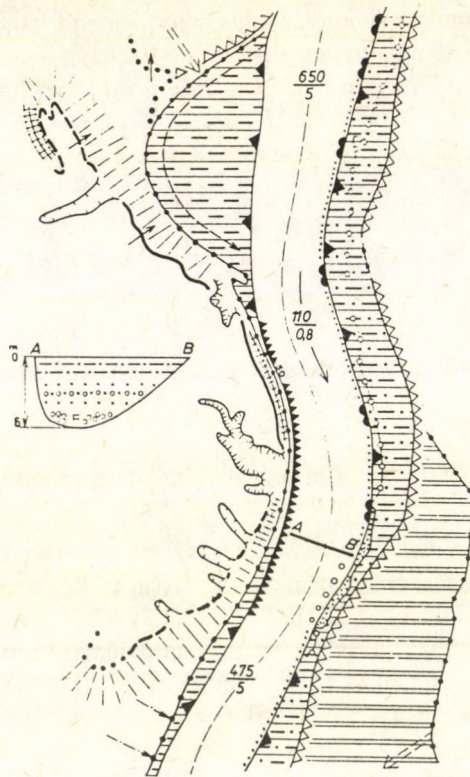
6. a lefolyási és beszívargási tényezők;

7. az erózió és az akkumuláció felületi értékszámai;

8. hidrometeorológiai mérőállomások és fontosabb adataik.

A fenti minősítés térképes ábrázolásban (13. ábra) nemcsak regisztrálja a felszíni vizekről összegyűjtött adatokat, hanem kifejezésre juttatja azok dinamikáját és felszíninformáló hatásukat is (pl. part, meder és árterület eltolódás stb.).





13. ábra. Részlet a hidrogeográfiai térkép folyóábrázolásából (SOMOGYI S. szerint) (lásd a 14. ábra magyarázatát)

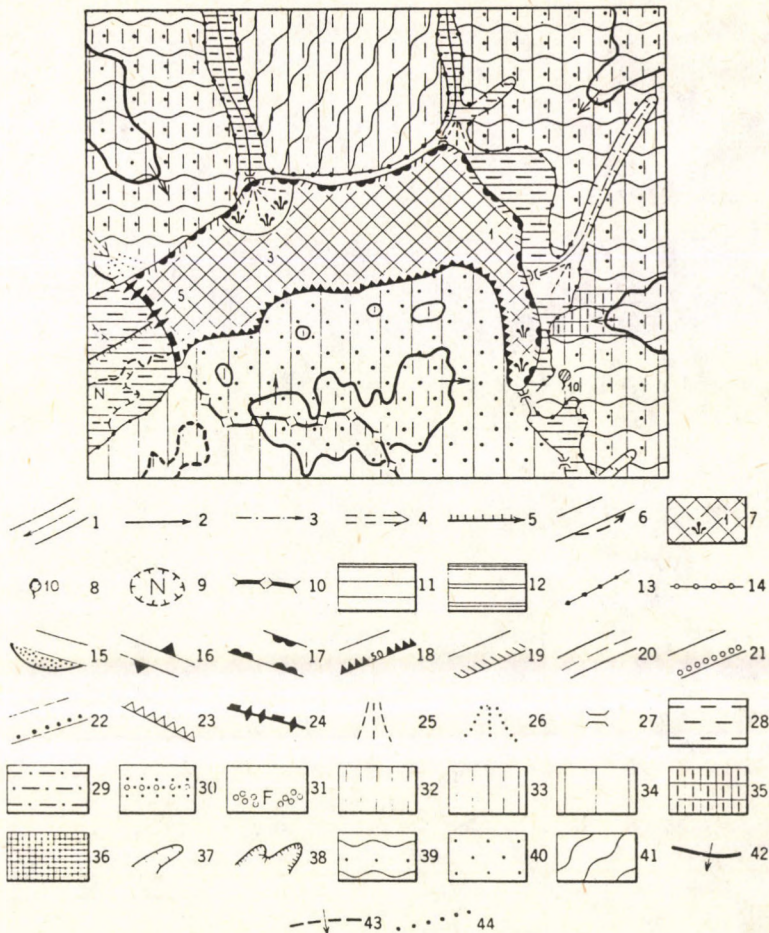
A hidrogeomorfológiai térkép részletesen minősíti a folyómeder partjainak dinamikáját, mesterséges kiépítésüket, az ártéri szinteket és az ártéren elhalt medrek, folyóágak fejlődési állapotát és hasznosítási lehetőségeit (13. ábra).

Gyakorlati szempontból szükséges az eróziós árkok állapotának és alakjának terepmegfigyelésekre alapozott minősítése és térképezése is.

A dombsági és hegységi felszíneken e térképezés feltűnteti és minősíti a talajerózió, a barázdás és árkoló erózió formáit (14. ábra). Ezzel párhuzamosan ábrázolásra kerül a folyóvíz által lehordott anyag s annak területi kiterjedése. Vannak térképek, amelyek a talajlepusztulásnál a lejtőszög mértékétől és a kőzet minőségétől függően különböző kategóriákat vesznek figyelembe.

A hidrogeomorfológiai térképezéshez szükséges információs anyag ismeretében tulajdonképpen további speciális tematikus térkép is készíthető, amely a *domborzatot alakító jelenkori eróziós folyamatok* különböző fajtáit és azok hatásfokát minősíti (SOMOGYI S. 1971).





14. ábra. Részlet a hidrogeográfiai térkép területábrázolásából (SOMOGYI S. szerint). — 1 = állandó vízfolyás LKQ = 100 m<sup>3</sup>/sec; 2 = vízfolyás LKQ = 1 m<sup>3</sup>/sec; 3 = időszakos vízfolyás; 4 = eróziós barázda; 5 = csatorna 1-10 m<sup>3</sup>/sec. vízvezetéssel; 6 = mellékágak, holtágak nyomvonalai; 7 = állandó vízfűtő, peremén nádassal (a szám a mélységet jelzi); 8 = állandó forrás; 9 = vízállásos lapos növényzettel; 10 = vízvázlat; 11 = alacsonyártér; 12 = magasártér; 13 = ártér pereme; 14 = régi (fosszilis) partvonal; 15 = recens parti turzás; 16 = kanyarogva bevágódó meder; 17 = épülő lankás part; 18 = aktív meredek part (magasság számmal); 19 = iszapos part; 20 = sodorvonal; 21 = kavicsos part; 22 = homokos part; 23 = árvízgát; 24 = duzzasztógát zsilippel; 25 = patak hordalékkúpja; 26 = időszakos vízfolyás hordalékkúpja; 27 = híd; 28 = iszapos, löszös üledék; 29 = iszapos homok, vagy homokos iszap; 30 = kavicsos homok; 31 = fosszilis kavics; 32 = gyengén pusztuló 0-10°-os lejtő; 33 = közepesen pusztuló 0-10°-os lejtő; 34 = közepesen pusztuló 10-25°-os lejtő; 35 = közepesen pusztuló >25°-os lejtő; 37 = eróziós vízmosás növényzettel; 38 = bányaudvar; 39 = közepes vízáteresztő-képesség; 40 = jó vízáteresztő-képesség; 41 = gyenge vízáteresztő-képesség; 42 = szintkülönbség 50-100 m/km<sup>2</sup>; 43 = szintkülönbség 20-50 m/km<sup>2</sup>; 44 = szintkülönbség 20 m alatt km<sup>2</sup>-enként







### III. Talajeróziós és tájtérképezés

#### 1. Talajeróziós térképek

A jelenkori domborzatalakulás minősítése ugyancsak szoros kapcsolatban áll az ún. *talajeróziós térképezéssel*, ill. a talajerózió minősítésével. A laza anyagból felépült dombsági tájakon a lejtők nagy része mezőgazdasági művelés alatt áll. Ezeken a talaj lehordódása következtében helyenként igen nagy a terméseszkkenés. Ezért a talajpusztulás megakadályozása fontos meliorációs feladat (VÁRALLYAY Gy.—JASSÓ F.1966, SZABOLCS I. és tsai 1975).

A műszaki megoldáshoz talajvédelmi tervek készülnek, amelyekhez a talajerózió mértékének, területi kiterjedésének pontos felmérése, minősítése és térképi ábrázolása szükséges.

A talajerózió minősítésére, térképes ábrázolására többféle eljárást dolgoztak ki. Ez ideig egységes módszertan még nem alakult ki. A talajeróziós térképek — céljuknak, léptéküknek megfelelően — különböző változatokban készültek (ÁDÁM L. 1967, GÓCZÁN L. 1967, GÓCZÁN L.—KAZÓ B. 1969, STEFANOVITS P. 1963).

A lejtős domborzat talajvédelmét szolgáló alkalmazott talajföldrajzi térképezés tartalmának és módszerének kidolgozására tett kísérletet GÓCZÁN L. (1967). Eljárása szoros összefüggésben áll a talajpusztulás dinamikáját felderítő vizsgálati módszerrel.

A talajvédelem műszaki kivitelezésének tervezéséhez részletes 1:10 000 méretarányú térképezés és terepfelmérés szükséges, az alábbiak szerint:

1. a talajképző kőzetek térképe;
  2. a lejtőkategória térkép, külön feltüntetve az épülő és pusztuló lejtőszakaszokat, valamint a délies kitettségű lejtőket;
  3. az alkalmazott genetikai talajtérkép, feltüntetve a különböző mértékben erodált talajváltozatokat és a szedimentált talajhordalékokat;
  4. a humuszvastagsági térkép;
  5. a tápanyagkészlet térképe: a) nitrogén, b)foszfor, c) kálium;
  6. a fizikai talajféleség térképe, a mechanikai elemzés adataiból szerkesztve;
  7. a talajpusztulás főbb formáit ábrázoló térkép (széleróziós, vízeróziós formák).
- E térképekhez mellékletként a laborvizsgálatok adatainak grafikus ábrázolása járul.



A talajpusztulás dinamikájának felderítése céljából szükséges meghatározni a *talaj vízgazdálkodását* (vízkapacitást, vízáteresztést, a víznyelés-elfolyás viszonyt).<sup>5</sup>

## 2. Domborzattípusok és tájtypusok közötti különbség \*\*\*\*\*

A természetföldrajzi környezetnek a domborzat kétségtelenül az egyik legfontosabb alkotórésze, de nem az egyedüli tényezője. A természetföldrajzi környezet jellemzése nem lenne teljes, ha nem ismernénk meg az éghajlatot, a vízrajzi tényezőket, a természetes növényzetet és ezekkel együtt a talajokat. A természetföldrajzi környezet fontos része a nem helyhez kötődő állatvilág is, amely a talajban, a vizekben, a levegőben él és a növényzettel együtt alkotja a bioszférát.

A természetföldrajzi környezet imént felsorolt főbb tényezői egyrészt földövenként (a Föld övezetessége miatt), másrészt a kontinensek domborzati különbségei miatt régióként változnak. A változásnak megfelelően különböző tájak és ezen belül tájtypusok jelölhetők ki. Ilyen értelemben a természeti tényezők a tájak alkotói is (tájalkotó tényezők).

A tájak eredeti, természetes állapotukban főként ott maradhattak meg, ahol az ember azokat még nem, vagy alig hasznosította. A hasznosításba még egyáltalán nem vett természeti környezet (természetes táj) főként sivatagokban, őserdőkben és a tundra-vidékeken fordul elő. Ahol azonban a társadalom a természeti tájat már évszázadok óta hasznosítja, ott jelentősen átalakította.

A termeléssel, a használattal átalakított tájban már az ember, a társadalom maga is tájalkotó tényezővé vált. Európában és más világrészekben is nagy területeken a természetföldrajzi táj mesterségesen átalakított természeti környezetté, ún. kultúrtájjá formálódott. A művi vagy az épített tájban az ember településeket, utakat, gazdasági építményeket, termesztett növényeket és háziállatokat honosított meg. Az eredeti természetes növényzet — erdő, rét — helyébe a mezőgazdaság kultúrmezősséget teremtett. Így a természeti tájak jellege sok helyen nagy kiterjedésben lényegesen megváltozott. Ezzel együtt a táj természetes típusai szintén számottevően átalakultak.

<sup>5</sup> Az eljárást GÓCZÁN L.—KAZÓ B. (1969), GÓCZÁN L.—SZÁSZ A. F. (1970) mesterséges esőztetéssel és a terepen felállított ombográf és beágyazott talajfelfogó, valamint neutronszóródásos nedvességmérő segítségével helyszínen mérte. Laboratóriumban határozzák meg a különböző genetikai talajtypusok erodálhatóságát és az erodált talaj termékenységére jellemző adatokat. Ezek: a/ mechanikai összetétel, b/ humusz minőségi és mennyiségi adatok, c/ aggregátum analízis, d/ agyagos rész kémiai elemzése, e/ minőségi és mennyiségi tápanyagvizsgálat, f/differenciális- és összporozítás az újonnan felhalmozott talajhordalékon.

\*\*\*\*\* PÉCSI M. 1984-1987. Tájanalízis és környezetrendszertan. A Budapesti Műszaki Egyetem Építőmérnöki kar, „Természeti erőforráskutatás” szakmérnöki tagozatán tartott előadás sorozatból részlet.



A síkság, a dombság, a hegység fogalmak a földrajzban alapvetően domborzati típusokat és nem természetföldrajzi tájakat jelentenek. De amikor a hétköznapi életben pl. síksági, hegységi tájakról beszélünk, akkor a fogalmakon nemcsak valamely terület domborzati jellegét, típusát értjük, hanem pl. a hegység erdőségeit, sajátos éghajlatát, hegyi patakjait, hidegforrásait, az erdők állatvilágát és talajtakaróját is. Tulajdonképpen az ilyen értelmezés magában rejti azt, hogy a tájak — a hegységi tájak — ökológiai jellegét általában a domborzat határozta meg egy adott éghajlati övezeten belül. A domborzat és az azt felépítő kőzetek alapvetően befolyásolják a táj vízháztartását, a növényzet és a talaj fejlődését. Ez azt jelenti, hogy ha a tájakat értékeljük, minősítjük, akkor a tájalkotó tényezők közül első helyen kell számításba venni a domborzatot és az azt felépítő kőzeteket. A többi tényező (az éghajlati, vízrajzi, a növényföldrajzi és a talajföldrajzi) viszont a tájhasznosításban játszik közvetlenebb szerepet.

A földrajzi tájak minősítéséhez ezért sok esetben a *hasznosításuk jellegének feltárása* is szükséges. Vagyis a tájhasznosítás leginkább ez utóbbi tájalkotó tényezőkre hat vissza, ezek megváltozása lehet a leglátványosabb.

Egy síkság, mint domborzattípus, a többi tájalkotó tényező kombinációjától, térbeli változásától függően *különböző tájtípusokat hordozhat*. Így pl. az éghajlati tényezők jelentős különbsége miatt az Amazonas síksága jelentősen különbözik a Nílus, vagy az Indus folyó menti síksági tájtól. De még ugyanazon éghajlati övezeten belüli síkság is más termőhelyi adottságokat hordoz az ártéren és az ártérnél magasabb teraszokon, vagy hordalékkúpokon. Ez utóbbi esetekben pl. a talajvíz, a vízháztartás különbségei miatt más növénytakarások és talajtakarások alakulnak ki. Ilyen értelemben egy-egy tájon belül pl. az Alföldön különböző síksági tájtípusok különíthetők el.

A tájtípus egy tájnak olyan része, ahol a domborzati, vízrajzi, növényzeti és talaj adottságok *nagyon egyöntetűek*. Ez azt jelenti, hogy a táj egy részében a termőhelyi adottságok nagyjából azonosak, vagyis az ökológiai adottságok homogének.

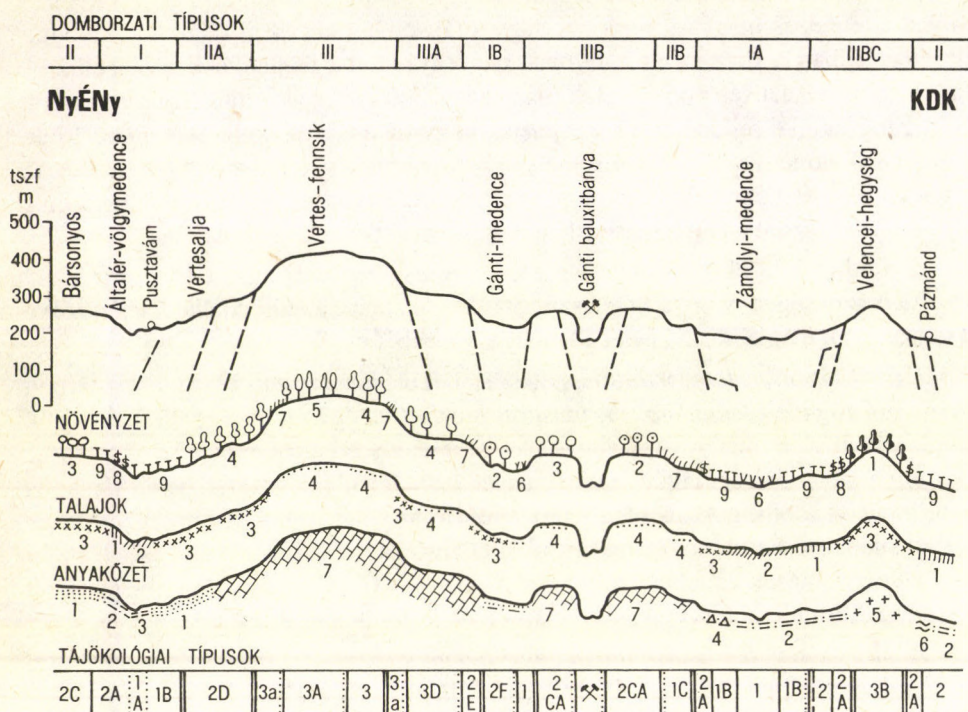
A táj legkisebb homogén része az *ökológiai fácies*. Ezen belül a domborzat egyöntetű, litológiai felépítése azonos, rajta a vízellátottság, növényborítottság és a talajtakaró is teljesen egyveretű. Ilyen hely lehet pl. egy feltöltődött meander talpazata, egy homokbucka teteje, vagy lejtője. A feltöltődött meander oldallejtőin már többfajta ökológiai fácies ismétlődhet meg. A holt meanderek és a közöttük levő ártéri síkok rokonvonású termőhelyei ún. *ökológiai fáciescsoportokat* alkotnak.

Ha ilyen rokon jellegű egységek a térben összeszövődnek, tájrészeket, tájtípusokat hoznak létre. A hasonló tájrészek, azok tájmozaikjai pedig kistájakat alkotnak. A kistáj, főként síkságokon, egy meghatározott tájtípust is képviselhet. Az ökológiai fáciesek és ezek különböző csoportjai a táj topológiai egységei. A kistáj viszont már *regionális egységet*, mikrorégiót képvisel (MAROSI S. 1980).

A mikrorégiók hasonló összekapcsolódásából *középtájak, mezorégiók* lesznek. A következő tájkategóriákat a nagytáj, majd a nagytájcsoport (megarégió) képviselik. A tájkategóriák legmagasabb rangú egységei a kontinens részek, végül a földövek (geozónák PÉCSI M.—SOMOGYI S. 1967).



A domborzattípusok, mint azt a korábbi fejezetekben bemutattuk, lényegesen nagyobb és heterogénebb téregységek, mint a tájtypusok. A domborzattípusok legkisebb egységeit a geomorfológiai fázisok, egyes kisformák, ill. azok részei képviselik. Az ökológiai fázisok és a geomorfológiai fázisok közötti különbséget és kapcsolatot a Vétes-hegység példáján a mellékelt ábrákkal érzékeltetjük (16. ábra).



16. ábra. Tájökológiai típusok a Vétes- és a Velencei-hegységben (szerk.: PÉCSI M. 1988). — *Domborzattípusok orográfiai megnevezéssel*: I = szubmontán völgymedence; IA = hegységközi árkos medence hordalék-kúppokkal; IB = árkos medence. II = dombsággá tagolt hegyláb felszín; IIA = teraszos hegyláb felszín; IIB = tereplépcső. III = sasbércecs fennsík; IIIA = sasbérc lépcsős helyzetben; IIIB = sasbérc küszöbhelyzetben; IIIBC = gránit sasbérc. *Tájökológiai (agroökológiai) egységek típusai*: 1 = medencetalpi (kaszált) rétek, rétlápok, magas talajvízállással; 1A = patakmenti rétek, réti talajon magas talajvízállással; 1B = medencebeli kultursztyep, főleg szántókkal (réti) csernozjom és barna erdőtalajokon; 1C = sziklagyepes, rendzinás hegyláb felszín; 2 = hegyláb felszín kultursztyep szántókkal, csernozjom talajon; 2A = hegyaljai szőlőv, barna erdőtalajon; 2CA = alacsony sasbérc fennsík, cseres-tölgy, rendzina talajon; 2C = dombsági barnaföldes cseres-tölgy maradványos kultursztyep; 2D = barnaföldes, teraszos hegyláb felszín, gyertyános-tölgy erdővel; 2E = dolomitkopáros sziklagyep; 2F = hegylábi dolomit lejtőn molyhos tölgyes karsztbokorerdő; 3A = rendzinás fennsík szubmontán bükkös; 3 = rendzinás sasbérc fennsík gyertyános-tölgyessel (D-i kitettség); 3a = sasbérc fennsík peremi dolomitkopáros sziklagyep; 3B = gránit hegység barna erdőtalajokon tatárjuharos tölgy erdővel; 3D = sasbérc küszöb gyertyános-tölgyessel, barna erdőtalajon ill. rendzinán. *Növényzet*: 1 = tatárjuharos tölgyes; 2 = molyhos tölgyes karsztbokorerdő; 3 = cseres-tölgyes; 4 = gyertyános-tölgyes; 5 = szubmontán bükkös; 6 = rétláp, réti; 7 = sziklagyep; 8 = kert, gyümölcsös, szőlő; 9 = agroökológiai terület (főleg szántók). *Talajok*: 1 = csernozjomok; 2 = réti, lápi talajok; 3 = barna erdőtalajok; 4 = rendzina. *Anyakőzet*: 1 = homok; 2 = lösz, löszhomok; 3 = agyag; 4 = törmelék; 5 = gránit; 6 = kristályos pala; 7 = dolomit, mészkő



### 3. A természeti környezeti tényezők értékelése

A természetföldrajzi tájak osztályozása, ill. minősítése tulajdonképpen gyakorlati célokat szolgál (MAROSI S.—SZILÁRD J. 1963). Az egyes tájtípusok ugyanis az ember gazdasági tevékenysége számára különböző értékeket képviselnek. Ezt gyakran úgy fejezzük ki, hogy vannak termékenyebb, igen termékeny tájak és terméketlen tájak stb. A tájtípusok eredeti természet adta termékenységét vagy kapacitását a növényi zöld tömeg produkcióval fejezhetjük ki. Az erdő vagy a rét hektáronkénti biomassa produkciója természetesen tájtípusonként nagyon különböző lehet.

Az a lehetséges átlagos biomassa hozam, amelyet valamely tájtípus évente és hektáronként produkál, a táj vagy tájtípus potenciálja. A biomasszahozam tulajdonképpen évente megújuló erőforrás, de a tájpotenciálhoz még más erőforrás is hozzátartozhat (pl. a folyóvíz vagy ásványi nyersanyag). Vagyis valamely táj természeti potenciálján több részpotenciál is értendő (164—165. oldal táblázata).

Az embernek azonban nemcsak a természet nyújtotta közvetlen javakra van szüksége, hanem ma már annál jóval többre, ezért a természeti környezetet, annak előnyös tájtípusait felhasználva termelést folytat és ezzel újabb termékeket biztosít magának.

Ahol az ember a természeti táj egy részét vagy egészét mezőgazdasági tevékenységének eszközévé teszi, ott a tájtípus elemei, a tájökológiai fázisok már nem maradnak *természeti ökotópok*, hanem átalakulnak *természeti-gazdasági ökotópokká*. Ez utóbbiak közé tartoznak pl. az öntözött kaszáló rétek, telepített erdőgazdaságok stb., ahol pedig a természetes növényzet helyett az ember gazdasági növényeket termeszt vagy más célra hasznosítja a természetes termőhelyet, gazdasági ökotóppá alakítja át. Ha valamely *természetföldrajzi táj* egészét az ember állandóan műveli, használja, a gazdasági ökotópok együttesen ún. *kultúrtájat* formálnak. Az ilyen gazdasági ökotópokban, ill. kultúrtájban már nem csupán a természeti tájalkotó tényezők működnek közre. A táj többletprodukciója érdekében az ember munkát fektet be, többletenergiát visz be a termelési rendszerbe és ezzel a természeti táj eredeti potenciális hozamát megnöveli.

Mezőgazdasági szempontból a természeti táj agroökológiai potenciálja megnövelhető azáltal, hogy a termelés folyamatában öntözést, talajjavítást alkalmazunk, továbbá egyre nagyobb hozamú növényfajtákat (nemesített búza, kukorica, ill. gyümölcsfajták) alkalmazunk a termelésben.

Az eredményesebb termelési-technológiai, a növényfajok genetikai potenciáljának fokozása nemesítéssel nagymértékben megnöveli az egyes természetes vagy már gazdasági ökotópok hozamképességét. A *tájanalízis* során mégis abból kell kiindulni, hogy a természetes termőhelyek milyen potenciális értéket képviselnek a gazdálkodás számára.

A mezőgazdaságilag hasznosított *termőhelyek minősítését*, a termőföld értékét régóta elsősorban azok természetes hozama, produkciója alapján határozzák meg. Ennek alapján alakult ki a földár és a földek adóztatása is. A föld értékét, ill. minőségét



osztályokba sorolását korábban nem a természeti tájalkotó tényezők külön-külön való értékelésével állapították meg, hanem a talajok minősége játszotta a fő szerepet. Emellett figyelembe vették a talajvíz káros hatásait és a domborzatnak a termelést gátló hatását, különösen a dombsági, hegységi lejtős területeken. Ez utóbbit, mint terméskorlátozó tényezőt is számításba vették.

A modern földhasználat és a tervszerű gazdálkodás sok országban, így Magyarországon is szükségessé tette a termőföldek — mai viszonyoknak megfelelő — újraértékelését, minősítését.

A termőföld ökológiai és ökonómiai együttes minősítése<sup>6</sup> igen bonyolult, összetársadalom érdekében álló feladat, melynek megoldását csak lépésekben előrehaladva tudják megoldani.

A termőföld jelenlegi (ökológiai) minősítése nem teljes mértékben vette figyelembe a természeti környezet valamennyi tájalkotó tényezőjét, bár arra törekedett. A domborzati tényezők közül a lejtőkategóriákat és a lejtők kitettségét hozták kombinációba a talajtípusokkal, az anyakőzettel, ill. a vízháztartással.

A természeti környezeti ökológiai tényezők (tájalkotó tényezők) főbb csoportjainak a mezőgazdasági termelés szempontjából való értékelésére, a földrajzi környezetpotenciál felmérésének keretében (PÉCSI M. 1974b, 1979, MAROSI S. 1980) a Földrajztudományi Kutató Intézet több kísérleti módszert dolgozott ki (GÓCZÁN L. 1981, PÉCSI M. 1979, MAROSI S. 1990).

Az egyik eljárás szerint 7 tematikus, minősítő térkép kidolgozására került sor:

1. a domborzati adottságok értékrend szerinti minősítése;
2. a felszíni kőzetek minősítése;
3. az éghajlati elemeket minősítő térképek;
4. a felszíni vízfolyásokat, felszíni állóvizeket minősítő térkép;
5. a talajokat értékrend szerint minősítő térkép;
6. a természetes és a termesztett növényzet relatív értékét minősítő térkép;
7. az ásványi nyersanyagokat minősítő térkép.

A környezeti tényezőket minősítő térképsorozat első módszertani eljárását (GÓCZÁN L.—PÉCSI M.—LÓCZY D. 1984) munkacsoport dolgozta ki.

A természeti táji ökológiai tényezők termőhelyi ill. a művi lakókörnyezeti és termelési tényezők telephelyi minősítésének kísérleti módszerei — az 1980-as évek második felében — a számítógépek, a számítástechnika alkalmazása révén jelentősen kibővültek és több új szempontú földrajz kutatási irányt vettek (MEZŐSI G. 1985).

A fenti célok eléréséhez kezdeti, de alapvető eredmények születtek a földrajzi (környezeti) információs rendszerek alkalmazása nyomán (TÓZSA I. 1988, TÓZSA

<sup>6</sup> A különböző tájtypusokon előforduló eltérő termőhelyek agroökológiai szempontú minősítésére kidolgozott módszerekkel Magyarországon a '80-as években sor került a termőföld újabb minősítésére. A termőföld ökonómiai szempontból való minősítéséhez új módszerekre lesz szükség.



I.—TÉCSY Z. 1988, GALAMBOS J. 1988a,b, PÉCSI M. 1988, KERTÉSZ Á.—MEZŐ-SI G. 1990, DOMOKOS M.—GALAMBOS J. 1990), továbbá az agroökológiai potenciálok fő növényfajtánkénti minősítésére, ill. agroökológiai körzetek meghatározására (GÓCZÁN L. és társai 1988, LÓCZY D. 1990), továbbá a földrajzi környezet változása egyes tényezőinek monitoringozására, városi lakókörnyezetek környezeti károsodásának részletes minősítésére (KOVÁCS Z.—TÓZSAI.—GECSŐ O. 1988). A módszerek köre egyre gyarapszik, alkalmazásuk várhatóan mind eredményesebbé és hasznosabbá válik.

## IRODALOM

- ÁDÁM L. 1967. A Szekszárdi-dombvidék talajtakarójának pusztulása. — Földr. Ért. 16. 4. pp. 451-466.
- ÁDÁM L.—PÉCSI M. (szerk.) 1985. Mérnökgeomorfológiai térképezés. — MTA FKI. Elmélet-Módszer-Gyakorlat. 33. 95 p.
- ÁDÁM L.—SCHWEITZER F. 1985. A Neszmély-Dunaalmás-Dunaszentmiklós közötti felszínmozgásos terület 1:10 000-es méretarányú geomorfológiai térképének magyarázója. — MTA FKI. Mérnökgeomorfológiai térképezés. pp. 108-167.
- CSORBA P. 1986. Geoökológiai vizsgálatok a bodrogkeresztúri riolitufa-meddőhányókon. — Földr. Ért. 35. 1-2. pp. 57-78.
- DEMEK, J. (szerk.) 1976. Handbuch der geomorphologischen Detailkartierung. — Hirt. Wien. 463 p.
- DOMOKOS M.—GALAMBOS J. 1990. A hazai környezetállapot globális változásainak vizsgálata. — Akad. doktori disszertáció tézisei. Munkahelyi vitára kiadott változat. — MTA FKI. Budapest. 37 p. + 33 ábra.
- ENDRÉNYI E.—KERESZTESI Z. 1989. Magyarország relatív relief térképe (1:1 000 000). — Magyarország Nemzeti Atlasza. Szerk. PÉCSI M. Budapest. Kartográfiai V. p. 25.
- GALAMBOS J. 1988a. Üdülési célú dinamikus tájértékelés. — MTA FKI. Műhely. 1. 17 p.
- GALAMBOS J. 1988b. A területhasznosítás racionalizálásának logikai modellje. — MTA FKI. Műhely. 12. 22 p.
- GALAMBOS J. 1988c. A területhasznosítás hatása a szoláris energia területi eloszlására. — MTA FKI. Műhely. 8. 21 p.
- GÓCZÁN L. 1967. A talajvédelem alkalmazott talajföldrajzi feladatai. — Földr. Közl. 15. 4. pp. 303-315.
- GÓCZÁN L. 1981. A természeti környezet ökológiai tényezőinek relatív értékelése. (Első megközelítés.) — Földr. Ért. 30. 2-3. pp. 145-158.
- GÓCZÁN L.—KAZÓ B. 1969. A mérnökgeológiai vízgazdálkodási térképezés új módszere és felhasználási területe. — Földr. Ért. 18. 4. pp. 409-417.
- GÓCZÁN L.—SZÁSZ A. F. 1970. A vízáteresztés és a felületi lefolyás meghatározása a lejtőszög függvényében. — Földr. Közl. 18. 2. pp. 108-113.
- GÓCZÁN L.—PÉCSI M.—LÓCZY D. 1984. A természeti környezet tényezőinek relatív értékelése. — MTA FKI. Elmélet-Módszer-Gyakorlat. 31. 95 p.
- GÓCZÁN L.—LÓCZY D.—MOLNÁR K.—SZALAI L.—TÓZSAI I. 1988. Agroecological regionalization on the basis of suitability for crop cultivation: example of Komárom County. In: Land evaluation studies in Hungary. — Studies in Geography in Hungary 23. Akad. K. Budapest, pp. 11-73.
- HORTON, R. E. 1945. Erosional development of streams and their drainage basins. — Bull. of the Geol. Survey of Am. V. 56.



- KATONA S.—KERESZTESI Z.—SÓVÁGÓ Gy.—RÉTVÁRI L. 1978. A környezetminősítési térképezés elvi és módszertani kérdései; Tatabánya környezetminősítő alaptérképe. Dfjnyertes akadémiai pályázat. 51 p.
- KERTÉSZ Á.—MEZŐSI G. 1990. Mikroszámítógépes földrajzi információs rendszerek alkalmazási lehetőségei a természetföldrajzban. — Akadémiai doktori értekezés. Kézirat. Budapest-Szeged, 243 p. + 66 ábra.
- KOVÁCS Z.—TÓZSA I.—GECSŐ O. 1988. A településkörnyezet információs rendszere (Budapest ökológiai viszonyainak példáján). — Vároépítés. 24. 5. pp. 16-18.
- LÓCZY D. 1990. Agroökológiai körzetesítés Komárom-Esztergom megyében a növénytermesztésre való alkalmasság minősítése alapján. — Kandidátusi disszertáció tézisei. — Kézirat. Budapest, 146 + 13 p. + 61 t.
- LOVÁSZ Gy. 1985a. A lejtőkitettség térképezése. — Földr.Ért. 34. 3. pp. 179-194.
- LOVÁSZ, Gy. 1985b. Mapping of recent geomorphic processes. — Environmental and dynamic geomorphology. Case studies in Hungary. Contribution to the First International Geomorphological Conference, Manchester, Sep. Budapest. Akad. K. pp. 193-205.
- MAROSI S. 1980. Tájkutatói irányzatok, tájértékelés, tájtipológiai eredmények. — Elmélet-Módszer-Gyakorlat. 35. MTA FKI. Budapest, 119 p.
- MAROSI S. 1990. Az MTA Földrajztudományi Kutató Intézet 1989. évi tevékenysége. — Földr. Ért. 39. 1-4. pp. 223-248.
- MAROSI S.—SZILÁRD J. 1963. A természeti földrajzi tájértékelés elvi-módszertani kérdéseiről. — Földr. Ért. 12. pp. 393-417.
- MAROSI S.—SZILÁRD J. 1971. A Külső-Somogyi-dombság északnyugati részéről szerkesztett 1: 100 000-es méretarányú geomorfológiai térkép és magyarázója. — Földr. Ért. 20. 2. pp. 105-120.
- MEZŐSI G. 1985. A természeti környezet potenciáljának felmérése a Sajó-Bódva köze példáján. — MTA FKI. Elmélet-Módszer-Gyakorlat. 37. Budapest, 216 p.
- PÉCSI M. 1963a. A magyarországi geomorfológiai térképezés az elmélet és a gyakorlat szolgálatában. — Földr. Közl. 11. (87.) 4. pp. 289-299.
- PÉCSI M. 1963b. Magyarország részletes geomorfológiai térképeinek jelkulcsa. — Összeállította: az MTA Földrajztud. Kutatócso. Természeti Földrajzi Munkaközössége PÉCSI M. vezetésével. MTA FKI Kiadv. Bp. 24 p.
- PÉCSI M. 1967. A Kárpát-medence beli löszök, löszszerű üledékek típusai és litosztratigráfiai beosztásuk. — Földr. Közl. 13. (89.) 4. pp. 305-323.
- PÉCSI M. 1969. A Balaton tágabb környékének geomorfológiai térképe. Kísérlet Magyarország áttekintő (1:300 000-es) geomorfológiai falitérképének elkészítéséhez. — Földr. Közl. 17. (93.) 2. pp. 101-112. + 1 térkép, 60 x 36 cm.
- PÉCSI M. 1970. A mérnöki geomorfológia problematikája. — Földr. Ért. 19. 4. pp. 369-380.
- PÉCSI M. 1972. Magyarország geomorfológiai térképe (1: 500 000). 84 x 119 cm. — Kartográfiai V. Budapest.
- PÉCSI M. 1974a. A Budai-hegység geomorfológiai kialakulása, tekintettel a hegytípusaira. — Földr. Ért. 23. 2. pp. 181-192.
- PÉCSI M. 1974b. A környezetpotenciál földtudományi értékelése. — Geonómia és Bányászat. MTA X. Oszt. Közl. 7. 3-4. pp. 183-198.
- PÉCSI M. 1979. A földrajzi környezet új szemléletű regionális vizsgálata. — Geonómia és Bányászat. MTA X. Oszt. Közl. 12. 1-3. pp. 163-176.
- PÉCSI M. 1979. A földrajzi környezet új szemléletű értelmezése és értékelése. — Földr. Közl. 27. 1-3. pp. 17-27.
- PÉCSI M. 1980. Qualification of physical environmental factors on maps. — Symp. de l'Union Geogr. Intern. La Cartographie de l'Environnement et de sa Dynamique. Caen, 18-23 Juin 1979. Caen. Univ. de Caen. pp. 55-63.
- PÉCSI M. 1988. A földrajzi környezetkutatások a gazdaságfejlődés szolgálatában. — Földr. Ért. 37. 1-4. pp. 5-23.



- PÉCSI M.—JUHÁSZ Á.—SCHWEITZER F. 1976. A magyarországi felszínmozgások területek térképezése. — Földr. Ért. 25. 2-4. pp. 223-235.
- PÉCSI M.—RÉTVÁRI L. 1980. A környezetminősítő térképezés problematikája. — Földr. Közl. 28. (104.) 4. pp. 295-302.
- PÉCSI M.—SOMOGYI S. 1967. Magyarország természeti földrajzi tájai és geomorfológiai körzetei. — Földr. Közl. 15. (91.) 4. pp. 285-304.
- RÁTÓTI B.—KERESZTESI Z. 1985. Az Atlas der Donauländer 151., hidrogeográfiai térképéről. — Földr. Ért. pp. 142-146.
- SOMOGYI, S. 1971. The Method and tasks of hydrogeographical mapping. Előadás az IGU regionális konferencia VI. (Tematikus térképezés) szekciójában. Budapest, MTA FKI Kiadv. Kézirat. 16 p.
- STEFANOVITS P. 1963. Magyarország talajai. 2. kiadás. — Akad. K. Budapest. 442 p.
- STRAHLER, A. N. 1958. Dimensional analysis applied to fluvially eroded landforms. — Bull. of the Geol. Survey of Am. V. 69. pp. 279-300.
- SZABOLCS I.—JÁRÓ Z.—SZODFRIDT I.—GEREI L. 1975. A mezőgazdaság mérnökgeológiája. — Nemzetközi Továbbképző Tanfolyam. UNESCO. MÁFI. Budapest. 182 p.
- SZILÁRD J. 1976. A mérnökgeomorfológiai térképezés helyzete az MTA Földrajztudományi Kutató Intézetben. — Földr. Ért. 25. 2-4. pp. 215-221.
- TÓZSA I. 1988. Környezetvédelmi környezetinformációs rendszer. — MTA FKI. Műhely. 3. 12 p.
- TÓZSA I. 1988. Vízhatalom térképezés úrfelvétel segítségével. — MTA FKI. Műhely. 6. 13 p.
- TÓZSA I.—GALAMBOS J.—PELLE L. 1988. A szoláris energia térképezése. — MTA FKI. Műhely. 8. 15 p.
- TÓZSA I.—TÉCSY Z. 1988. Mikroszámítógépes földrajzi információs rendszer számítástechnikai leírása. — Földr. Ért. 37. 1-4. pp. 193-208.
- VÁRALLYAY Gy.—JASSÓ F. 1966. A nagyléptékű genetikus üzemi talajtérképek szerkesztésének módszertana.-A genetikus üzemi talajtérképezés módszerkönyve. Szerk. SZABOLCS I. OMMI. Budapest, pp. 257-332.



# Magyarország geomorfológiai térképei \*

## 1. Komplex geomorfológiai térképek

A geomorfológia, mint a Föld felszínformáinak tana  
— elemzően vizsgálja a (földrajzi környezetet hordozó) domborzat kialakulását és változását;

az analitikus (dinamikus) geomorfológia

— rendszerezően minősíti a domborzati formákat alakzatuk (*morfográfia*) és genetikájuk szerint (*szisztematikus geomorfológia*);

— regionálisan feltárja a domborzati formák sokrétű adottságát és magyarázza a helyi környezettől (szerkezeti, geológiai, éghajlati, vízrajzi és biogeográfiai viszonyoktól) függő sajátos formaalakulást, a domborzatnak múltbeli és jelenlegi kifejlődését. Ez utóbbi, az ún. *regionális geomorfológia* és a hozzá szorosan kapcsolódó, előbbi két általános geomorfológiai ágazat a vizsgálat tartalmi szempontjai szerint

szerkezeti geomorfológiai,

klimatikus geomorfológiai és újabban

antropogén (vagy környezeti) geomorfológiai

irányzatokra tagolódik.

A hagyományos geomorfológiai kutatás a domborzatról szerzett részletes információkat, a lokális, a regionális vagy általános felszínfejlődési törvényszerűségeket tér- és időrendi egymásutánban, értékelő és magyarázó leírásban tudja megadni.

Ilyen módon egy geomorfológiai körzet (pl. a Budai-hegység) hagyományos felszínalakítási-felszínfejlődéstörténeti feldolgozása<sup>1</sup> igen nagy felkészültséget igénylő és több évig tartó kutatómunka. A kutatási eredmények korábban rendszerint vaskos monográfia kötetekben jelentek meg. Ennek ellenére a szöveggel nem lehetett leírni, jellemezni a domborzat állagának teljes térbeliségét.

A komplex geomorfológiai kutatások eredményeinek egzaktabb közzétételére, több oldalú tudományos és gyakorlati igény hatására fejlődött ki az utóbbi évtizedekben a *geomorfológiai térképezés*. A térképen a domborzat minden részét, a geomorfológiai

\*Földr. Közl. 1976. 1-2. sz. pp. 34-41.

<sup>1</sup>Morfometriai, analitikus és dinamikus geomorfológiai és geomorfológiai rendszertani.



mozgásfolyamatokat, a felszín mennyiségi, minőségi állapotát, korát, ill. ezek együttesét ábrázolni kell. A komplex geomorfológiai térképezés magát a domborzat kutatását, felmérését és annak szemléletét is szükségszerűen megváltoztatta, kiszélesítette (PÉCSI M. 1963). A szélesebb körű kutatás során nyert információkat méretszerűen a térhez, a formához kötötte, és ezzel a tudományos és a gyakorlati feladatok megoldásához pontosabb és gyorsabb segítséget nyújt, mint a hosszadalmas és komplett magyarázó, leíró szöveg.

A hazai geomorfológiai térképezés úttörő kezdeményezői (ÁDÁM L.—MAROSI S.—SZILÁRD J. 1959, PÉCSI M. 1959, BORSY Z. 1961) az ötvenes évek második felében még kissé eltérő elvi és ábrázolásmódszertani alapokon dolgozták ki térképeiket, majd a kezdeti szervezési nehézségek leküzdése után, már a hatvanas évek elején, a hazai szakképzett geomorfológusokból olyan aktív munkaközösség jött létre, amely vezetésem mellett kidolgozta Magyarország részletes és áttekintő geomorfológiai térképeinek módszerét és jelkulcsát (PÉCSI M. 1963a, b). A kutatómunka és vele párhuzamos térképezés oly lendülettel folyt, hogy alig egy évtized alatt az ország területének túlnyomó részéről elkészültek az áttekintő (1:100 000 és 1:200 000) geomorfológiai térképlapok (pl. ÁDÁM L. 1972), és különböző domborzati típusú területekről részletes (1:10 000 és 1:25 000) léptékű kéziratos térképek is feldolgozásra kerültek. A részletes geomorfológiai térképlapokból néhány színes kivitelben (BORSY Z. 1961, PÉCSI M.—BUCKÓ E. 1967, Magyarország Nemzeti Atlasza első kiadása 16—17. lapok), ill. fekete-fehér változatban földrajzi tanulmányokban (ÁDÁM L. 1969, MAROSI S. 1968, 1970, MAROSI S.—SZILÁRD J. 1971, SZILÁRD J. 1967, HAHN Gy. 1972, KAISER M. 1965) jelent meg nyomtatásban, magyarázóval együtt.

## 2. Magyarország áttekintő geomorfológiai térképei

Az elmúlt évtizedekben az általános geomorfológiai térképezésben résztvevő mintegy húsz geomorfológus ugyan az előzetesen kidolgozott jelkulcs alapján dolgozott, munka közben azonban a kutatási és térképpábrázolási módszerek finomodtak, a térképezés információs tartalma is bővült, tudományos és gyakorlati szempontból egyaránt.

A különböző időben elkészült áttekintő térképlapok között így tartalmilag bizonyos eltérések és ábrázolásbeli egyenetlenségek keletkeztek. Felhasználva az országunk két évtizedes geomorfológiai kutatása és térképezése során elért eredményeket, ill. gazdag tapasztalatokat, előbb Magyarország Nemzeti Atlasza (1967, 18—19. lap) részére egymillió léptékben, majd külön térképkiadványként (PÉCSI M. 1972) és a „Regionális Atlaszok” részére 1:500 000-es mértékben elkészítettük az ország geomorfológiai térképét.

Magyarország geomorfológiai térképe mint új műfajú információs térkép jelent meg a földtudományi tematikus térképek sorában. Elkészítése és közreadása nemcsak hazai, hanem nemzetközi szinten is úttörő munkának számít.



E térkép részletekben is általánosítva ábrázolja a domborzat formáit, tér- és időbeli változásait, tervező és közművelődési célok érdekében egyaránt.

Magyarország komplex felszínalaktani térképe tematikailag öt különböző, de egymással szoros okozati összefüggésben álló domborzati adottságot és természeti folyamatsoportot ábrázol, közel másfélszáz jelzéssel. Ezeket olyan szemléltető térképi ábrázolással juttattuk kifejezésre, hogy az információk jelentőségük sorrendjében olvashatók le, ill. egyre részletesebb adatokkal együttesen értelmezhetők legyenek.

### 3. Magyarország 1: 500 000-es geomorfológiai térképének<sup>2</sup> tartalma és magyarázója

#### 3.1. A domborzat főbb formatípusai, körzetei

A domborzat formatípusai közül a hazánkban előforduló hegységi, dombsági és síksági körzeteket különböző színfoltokkal ábrázoltuk.

3.1.1. A hegységeket szerkezeti-morfológiai fejlődéstörténetük szerint (vulkáni hegységek, középkori sasbércsek és ókori töréses-gyűrt hegységek) minősítettük és orográfiai tagoltságuk alapján — színárnyalatokkal — jelöltük.

Az említett szerkezeti-morfológiai domborzattípusokat akkor is az alacsony hegységek kategóriájába csoportosítottuk, ha azok nem emelkednek a dombságoknál (250—350 m-nél) magasabbra. A hegységeket geomorfológiai fejlődéstörténetük elemzése alapján is minősítettük és altípusokba csoportosítottuk.

Megkülönböztettünk kiemelt, tetőhelyzetben levő régi tönkmaradványos sasbérceket ( $t_1$  index-szel)<sup>3</sup>. Tönkösödésük főként a felsőkréta időszakban ment végbe trópusi mállás, laterit- és bauxitképződés kíséretében.

— A tetőhelyzetbe emelt és harmadidőszaki üledékkel elfedett régi tönkmaradványos sasbérceket  $t_2$  index-szel jelöltük. A térképen a letakarás idejét az index nevezőjébe írt betűjel (M — miocén,  $T_1$  — paleogén) fejezi ki.

— A tetőhelyzetbe kiemelt exhumált tönkös sasbércsek ( $t_3$  index) szintén a kréta időszaki egységes tönkfelület részei voltak. Az eocén és az oligocén folyamán kétszer is eltemetődtek, és csak a neogén, ill. a negyedidőszak folyamán emelkedtek ki tetőhelyzetbe, miközben paleogén üledéktakarójuk részben vagy egészen ismételen lepusztult.

<sup>2</sup> A térkép szerzői munkaközössége: PÉCSI M. vezetésével, ÁDÁM L., BORSY Z., BUCZKÓ E., GAZDAG L., GÓCZÁN L., HAHN Gy., KAISER M., KERESZTESI Z., KERESZTESI ZS., LÁNG S., LEÉL-ÓSSY S., LOVÁSZ Gy., MAROSI S., PÉCSI M., PINCZÉSZ., RÁTÓTI B., RÉTVÁRI L., SOMOGY S., SZÉKELY A., SZILÁDI J., SZILÁRD J.

<sup>3</sup> A térképen az index nevezőjében helyenként előforduló betűjel (T — terciér,  $T_1$  — paleogén) a kiemelkedés valószínű idejére utal.



—A küszöb- vagy lépcsőhelyzetbe került régi tönkfelszíneket, melyek a neogén folyamán pedimentálódtak,  $t_k$  index jelzi.

— Elfedett vagy kriptotönk ( $t_e$  jelzésű) kategóriába soroltuk azokat a kréta időszaki kúpkarstos tönkmaradványokat, amelyek hegységközi, ill. hegységelőtéri medencékbe (Gánti-, Iszkaszentgyörgyi-, Fenyőfői-, Halimbai-medence) süllyedve vékony eocén mészkő és harmadidőszaki üledéktakaró alatt bauxit előfordulásokat hordoznak.

A neogén sztratóvulkáni hegységszerkezetek romosodott és lepusztult maradványain három eróziós-denudációs szintet különböztettünk meg:

- tetőfelszínek, fennsíkok ( $vp_1$  jelzés);
- oldalgerincek magasabb szintje ( $vp_2$ );
- oldalgerincek alacsonyabb szintje, ill. völgyközi hátakra tagolt hegylábi felszín ( $vp_3$ ).

E morfológiai szintek kiformálódását azonban gyakran szerkezeti, ill. kőzetstrukturális adottságok számottevően befolyásolták, a denudációs folyamatok mellett. A bazaltvulkáni, lávatakarós szerkezetek viszont jórészt mint denudációs tanúhegyek maradtak vissza (Badacsony, Somló, Medves stb.).

A dombsági és síksági kategóriában ábrázolt felszínek szerkezeti-morfológiai szempontból nézve mind egy nagy medenceforma tartozékai, amelyek újkori laza üledékekből formálódtak ki.

3.1.2. A többnyire völgyközi hátakra tagolt *dombságok* helyenként önálló geomorfológiai körzetet alkotnak (Dunántúli-dombság), ill. a középhegységeket szélesebb-keskenyebb pásztákban övezik körül. Előfordulnak kisebb hegységközi medencék is, melyek szintén dombsági jellegűek. Ezek és a hegységekhez közvetlenül kapcsolódó és hosszan a medencék felé elnyúló dombsági vízválasztó, ill. völgyközi hátak a pliocén végi, ill. pleisztocén eleji hegylábfelszínek maradványait képviselik. A Dunántúli-dombságban (a Vasi-, a Zalai-, a Somogyi- és részben a Tolnai- és Baranyai-dombság területén) a széles tető helyzetű, helyenként fennsíkos jellegű völgyközi hátak képviselik a völgyképződés kiindulási felszínét ( $P_3$ - $Q_1$  jelzésű felszínek), ill. a Vasi-, Nyugat-Zalai-dombság kiemelt völgyközi hátai hordozzák az alpi folyók legidősebb hordalékkúpjainak maradványait ( $Q_1$  jelzésű felszínek).

3.1.3. A *síksági formátípushoz* tartozik az ország területének több mint a fele. Geomorfológiailag jól elkülönülnek egymástól:

— *Folyóvízi ártéri síkságok* (Duna-völgy), ártéri szintben fekvő hordalékkúp-síkságok (Szigetköz, Szamosköz, Körösök köze). A folyószabályozások óta már csupán potenciálisan nevezhetők ártereknek, mivel a gátak többnyire még a katasztrofális árvizek ellen is védelmet nyújtanak az ártéri szinteknek. A magasártéri szintek (világosabb kék színű felületek) különösen a Körös—Maros közén igen kiterjedtek, ahol inkább a hordalékkútból feltörő belvizek, mintsem a folyók árvizei okoznak károkat;

— *Folyóvízi teraszos síkságok* — zöld színezés — csoportjában azokat a horda-



lékkúp-felszíneket ábrázoltuk, amelyek az ártereknél magasabb fekvésűek és a síkságot kizárólag vagy túlnyomóan folyóvízi üledék borítja (pl. Vasi-síkság, Marcal-medence, Borsodi—Hevesi-síkság stb);

— *A futóhomokos síkságok* — fakósárga színjelzés — és

— *lőszös síkságok* — élénk sárga színezés — szintén folyóvízi hordalékkúpokon települnek, azokon térben egymás mellett (pl. Nyírség és Hajdúhát), ill. az enyhén hullámos felszínű lőszös és futóhomokos síksági részek egymást váltogatják (pl. Duna—Tisza közti hátságon és a Mezőföldön is). A futóhomokos síkságokon a homokbuckák formacsoportjai a jellegzetesek, de előfordulnak nagykiterjedésű sima homokfelszínek is. Az alacsony fekvésű lőszös síkságok tagolatlanok, tökéletesen sík felszínek (Hajdúhát lőszös síkság, a Bácskai lőszös hátság jelentősebb része). A kissé magasabb fekvésű lőszös síkságok (pl. Mezőföld) felszínét tágas lapos deráziós völgyek tagolják, az árterek felé meredek lejtőkkel, ill. löszfalakkal végződnek, amelyeknek peremét többnyire ún. szakadékos vízmosások, helyenként csuszamlások is tarkítják.

Magyarország áttekintő geomorfológiai térképén a különböző felületi színekkel és árnyalatokkal ábrázolt felszínek nyújtják az első áttekintő, de közös információt, mégpedig a domborzat orográfiai adottságáról (hegység, dombság, síkság) és annak általánosított származásáról.

### 3.2. A domborzat egyedi formái és azok csoportjai

A domborzattípusokon előforduló jellegzetes egyedi formákat a geomorfológiai térkép vonalas, ill. figurális jelekkel ábrázolja. A jelrendszer második csoportjában a cinóberpiros figurális jelek a vulkáni és a kéregszerkezeti hatásra kialakult formákat, a zöld színű jelek a folyóvízi erózió, a pontozott fekete szimbólumok a szél, a vonalkázott a karsztdenudáció, a barna színű jelek a planáció—derázió hatására létrejött formákat képviselik. Ugyancsak fekete színű figurális jelekkel ábrázoltuk a jelentősebb emberalkotta településeket és más antropogén formákat (töltések, hányók stb.).

A jelek a térkép léptékéhez mérten túlméretezettek, de jelentős részük egy meghatározott formát (pl. sasbérc, meander, teraszperem, meredek part, árvízvédelmi töltés stb.) jelent, míg a jeleknek egy kisebb része tulajdonképpen szimbólum (pl. bucka, szélbarázda, deráziós völgy stb.), amely a formák gyakori előfordulására utal a környéken.

Az egyedi formáknak is genetikai tartalmuk van, azért ezek is a domborzatalakulás dinamikáját, annak állékonyságát minősítik.

A barna, ill. barna és zöld vonalas raszterrel ábrázolt felszíneken, ill. formae-gyűtteseken a jelenben is és főként a geológiai múltban összetett eróziós—planációs folyamatok alakították a domborzatot.



Az egyedi formák jelzéseinek egyrésze konkrétan kifejezi azt is, hogy milyen korban jött létre (pl. teraszok és hordalékkúpok esetében).

Az ország hegységi és dombsági típusú domborzatán a legjellemzőbb és leggyakoribb egyedi formák az eróziós völgyek, laza üledékeken pedig a deráziós völgyek, a kettő együtt alkotja völgyhálózati rendszerünket. A folyóvízi síksági domborzaton, de elsősorban az igen kiterjedt ártereken (magas- és alacsonyártéri síkságon) a leggyakoribb egyedi formákat a folyók holtágai, kanyargós meanderei (elvetélt meanderek) képviselik. A különböző stádiumokig feltöltődött meandereknek kusza hálózatát helyenként ma már csak a légi felvételekről ismerhetjük fel (Duna-völgy, Körös—Maros köze, Körösvidék, Hortobágy, Taktaköz-Bodroγκöz, Szamosköz stb.).

### *3.3. A domborzatot beborító üledékek litológiai minősítése*

Magyarország áttekintő geomorfológiai térképe harmadsorban általánosított információt nyújt a domborzat akkumulációs formáinak litológiai felépítéséről, ill. a pusztuló domborzat alapkőzetét befedő málladéktakaróról, amely ma rendszerint talajképző kőzetként szerepel. E málladéktakaró hiánya — a kis foltokon — a felszín jelenkori eróziós pusztulásának biztos bélyege. A litológiai információt a térképen szürke színű figurális és kontraszteres ábrázolás fejezi ki.

A geomorfológiai térképen ábrázolt litológiai képződmények több vonatkozásban eltérnek a geológiai térképen szereplőktől. Térképünk genetikailag minősített litológiai képződményeivel (eluviális, deluviális-szoliflukciós, eolikus, fluviális, tavi-folyóvízi, tavi-mocsári üledékekkel) a forma-, ill. a felszínalakulás dinamikáját is jobban kifejezésre kívántuk juttatni. Ezt képviseli a dombsági és hegységi előtérben gyakori szoliflukciós és gravitációs lejtőüledékek családjainak, a hegységek alapkőzetén képződött törmelékes-vályogos málladéktakaróknak, továbbá az ún. alföldi infúziós löszöknek, mint ártéri iszapnak (szilt) fluviális üledékeként való értékelése.

### *3.4. A felszín és felszíni formák kora*

A komplex geomorfológiai térkép negyedik információs rendszerét a felszín korát jelző betűk, ill. betűkből álló képletek fejezik ki. A betűjelzések megegyeznek a geológiában már régóta alkalmazott gyakorlattal, de azokat következetesen kapital (H—holocén, Q—kvarter, P—pliocén, T—tercier) alakban írtuk fel.

A domborzat felszínének a kora általános tájékoztatást nyújt a domborzatalakulás földtörténeti dinamikájáról, lassúbb vagy gyorsabb változásáról. A domborzatot felépítő kőzetek kialakulása és a felszínkialakulás kora között az alábbi összefüggések állnak fenn:

— Az üledékgyűjtő területeken az akkumulációs felszínek, ill. egyedi formák



kialakulása megegyezhet az üledékek felhalmozódási korával (homokbuckák, árterek mint formák, az üledékkel egyidőben képződtek).

— Ahol hosszabb vagy több periódus alatt képződött az akkumulált felszín, pl. nagyobb völgytalpak, futóhomokkal takart hordalékkúpok esetében, ott a domborzat egészének kialakulása idősebb, mint a felszínt vékonyan befedő üledék kora. Ilyen helyeken a felszínkialakulás időtartamára pl.  $Q_3+H$  betű képletet alkalmaztunk, mely azt jelenti, hogy valamely pleisztocén végi völgytalpra holocén üledék halmozódott, de a felszín minőségileg nem változott meg.

— A pusztulás alatt álló domborzaton az egyes formák kora általában fiatalabb, mint a felszínen levő kőzetek képződésének a kora. A hegységekben pl. az ókori, a másodidőszaki kőzeteken kialakult felszín, ill. formák a legtöbb esetben jóval fiatalabbak, a harmad-, ill. negyedidőszak alatt (T, Q) formálódtak ki. Csupán kisebb tönkös felszínek maradtak vissza a kréta időszakból, ezek is többnyire eltemetett felszínek ( $t_e$  index), ill. a harmadidőszaki takaró alól exhumálódtak ( $t_3$  index jelzi).

— Ha a felszín geológiaiilag hosszú időszakon át pusztult, akkor a domborzatalakulás legjellegzetesebb időszakait szintén betűképlettel fejeztük ki, pl.  $P_3-Q_1$  során képződött hegylábi felszín. A  $vp_2/M-P$  képlet számlálója egy neogén sztrатовulkán oldalgerinceinek felső lepusztulási szintjét jelöli, a nevező a felszínalakulás miocén-pliocén főidőszakára utal. A felszíni formák korára utalnak még a teraszok (II-VII.sz.) jelei, a hordalékkúpok szimbólumai (holocén, felsőpleisztocén stb.), közvetve több litológiai képződmény felhalmozódásának ismeretes földtani kora (holocén ártéri iszapok, tőzeg, lápi agyag, parti dűnék, futóhomok, felsőpleisztocén lösz, löszös homok, lejtőüledékek).

### 3.5. Hidrogeográfiai és hidrometeorológiai adatok<sup>4</sup>, erőforrások minősítése

Magyarország áttekintő geomorfológiai térképe szükségszerűen feltünteteti valamennyi állandó vízhozamú természetes vízfolyást és mesterséges csatornát, sőt a fontosabb időszakos vízfolyásokat is. Megadtuk a számottevő vízfolyások hosszát km-ben, a meder jellemző pontjainak és a folyótorkolatoknak tengerszint feletti magasságát, a középvízre vonatkoztatott mederszélességet és mélységet m-ben, továbbá a vízsebességet (m/sec), a görgetett és a lebegtetett hordalék mennyiségét kg/sec értékben. Tájékoztatót nyújt a térkép a folyóknak a sok évi átlag alapján várható vízjárásáról, a kis-, közép- és nagyvízhozamok mennyiségének ( $m^3/sec$ ) évszaki bekövetkezéséről (piros törtszámokkal), továbbá az egyes folyószakaszok eróziós állapotáról a meder mellé írt betűjelzésekkel.

Állóvizek, mesterséges tavak, ill. víztározók területi mélységi adatai mellett megadjuk egyes reprezentatív helyeken a talajvíz szintjének valószínűsített időbeli

<sup>4</sup> Magyarország 1:500 000-es geomorfológiai térképén ezeket az információkat RÁTÓTI B. és SOMOGYI S. dolgozták ki és ábrázolták valamennyi vízfolyásra.



ingadozását, továbbá a legfontosabb hidrometeorológiai adatokat (a januári, a júliusi és az évi középhőmérsékletet, az évi átlagos csapadékot, a lefolyás sok évi átlagát, a potenciális párolgás és az évi csapadék különbségét). Ezekből az információkból további számításokkal a csapadékháztartási egyenlegre és egyéb jelenségekre is következtetni lehet.

Komplex geomorfológiai térképünk előbb ismertetett öt különböző jelrendszerét a domborzat minőségének múltbeli kialakulási és jelenlegi fejlődési menetének a tudományos magyarázatához kellett alkalmazni. Ezek az információk a geomorfológiai kutatások eddigi eredményeit tartalmazzák és összefoglalják azokat egységes koncepcióba a térképek léptékének megfelelő részletességgel. Természetesen a geomorfológiai kutatások eredményei a jövőben is újabb adatokkal egészítik ki hazánk geomorfológiai térképét. Erre azért is szükség van, mert az ország domborzata geomorfológiailag még közel sem egyenletesen feldolgozott, másrészt a kutatómódszerek fejlődésével a geomorfológiai információ tartalmilag is gyorsan gazdagodik, tehát még bőven van kutatni-való. (A térképen néhány foltot színhibával nyomtattak ki.)

## IRODALOM

- ÁDÁM L. 1964. A Szekszárdi-dombvidék kialakulása és morfológiája. — Földr. Tan. 2. Akad. K. Budapest, 82 p.
- ÁDÁM L. 1969. A Tolnai-dombság kialakulása és felszínalaklata. — Földr. Tan. 10. Akad. K. Budapest, 186 p.
- ÁDÁM L. 1972. A Velencei-tó és vízgyűjtője földtani viszonya 1:100 000, geomorfológiai viszonyai 1:100 000, eróziós viszonyai 1:100 000, művelési ágai 1:100 000. A Velencei-tó és vízgyűjtője térképe. — VITUKI, Budapest, p. 1., 2., 3., 4.
- ÁDÁM L.—MAROSI S.—SZILÁRD J. 1959. A Mezőföld geomorfológiai térképe. — Földr. Monogr. 2. Akad. K. Budapest.
- BORSY Z. 1961. A Nyírség természeti földrajza. — Földr. Monogr. 5. Akad. K. Budapest, 227 p. 16 t.
- BUCZKÓ E. 1968. Geomorfológiai kutatás és térképezés Balatonfüred környékén. — A Bakony természettudományi kutatásának eredményei V. 99 p. Veszprém Megye Múzeumi Igazgatósága, Veszprém.
- HAHN Gy. 1972. Tata környékének geomorfológiai képe. — Földr. Ért. 21. 4. pp. 389-407.
- KAISER M. 1975. A Zsámbéki-medence 1:25 000 méretarányú geomorfológiai térképének magyarázója. — Földr. Ért. 24. 3. pp. 355-372.
- MAROSI S. 1968. A Marcali-hát geomorfológiája. — Földr. Ért. 17. 2. pp. 185-210.
- MAROSI S. 1970. Belső-Somogy kialakulása és felszínalaklata. — Földr. Tan. 11. Akad. K. Budapest, 169 p.
- MAROSI S.—SZILÁRD J. 1971. A Külső-Somogyi-dombság északnyugati részéről szerkesztett 1:100 000-es méretarányú geomorfológiai térkép és magyarázója. — Földr. Ért. 20. 2. pp. 105-120.
- PÉCSI M. 1959. A Duna-völgy magyarországi szakaszának geomorfológiai térképe. — Földr. Monogr. 3. Akad. K. Budapest.
- PÉCSI M. 1963a. A nemzetközi geomorfológiai térképezés helyzete. — Földr. Ért. 12. 3. pp. 413-427.
- PÉCSI M. 1963b. A magyarországi geomorfológiai térképezés az elmélet és a gyakorlat szolgálatában. — Földr. Közl. 11. 4. pp. 289-299.



- PÉCSI M. 1967. (szerk.) Magyarország geomorfológiai térképe 1: 100 000. — Magyarország Nemzeti Atlasza, pp. 18-19. Kartográfiai V., Budapest.
- PÉCSI M. 1967. Részletes geomorfológiai típus térkép a Gerecse, a Tapolcai-medence és a Duna—Tisza köze területéről. — Magyarország Nemzeti Atlasza, pp. 16-17. Kartográfiai V., Budapest.
- PÉCSI M. 1972. (szerk.) Magyarország geomorfológiai térképe 1:500 000. MTA FKI—Kartográfiai V. Budapest.
- PÉCSI M. — BUCZKÓ E. 1967. Magyarország Nemzeti Atlasza, 16-17. old. térképlapok. — Kartográfiai V. Budapest.
- SZILÁRD J. 1967. Külső-Somogy kialakulása és felszínalaktana.— Földr. Tan. 7. Akad K. Budapest, 150 p.



## A dunai országok geomorfológiai térképe \*

### 1. Célkitűzések

Térképünk Európa egyik legbonyolultabb és legváltozatosabb domborzatú megaregióját, a Keleti-Alpok—Kárpátok—Dinaridák—Balkán-hegyvidék és közvetlen környéke geomorfológiai adottságait ábrázolja komplexen és teljesen újszerűen. A Duna menti országok többségéről az elmúlt évtizedekben az eddigi geomorfológiai kutatások alapján áttekintő geomorfológiai térképek készültek és kerültek publikálásra. A komplex geomorfológiai térképezés koncepciója, módszere, a térképi ábrázolás módja és stílusa azonban korábban az országok ill. tudományos iskolák között is meglehetősen eltérő volt.<sup>1</sup> Ezért a nemzeti térképek információit először tartalmuk szerint egységes felfogású regionális geomorfológiai szintézisbe kellett foglalni, majd az ábrázoláshoz a lehető legkönnyebben áttekinthető és elsajátítható kartográfiai módszert kellett kikísérletezni. E törekvés elérését számos akadály nehezítette, melyek között nem kis nehézséget okozott az a körülmény, hogy a *Dinaridákról*, a *Hellenidákról*, a *Pontidákról* lényegében semmilyen geomorfológiai térkép sem állt rendelkezésre, továbbá a térképezett területen a geomorfológiai kutatás tartalma és szintje között is igen nagyok voltak a különbségek. A térképi szintézis elkészítése és az azt kifejező jelkulcsi kategóriák meghatározása során azt tapasztaltuk, hogy a valóságban több hegységtípus fordul elő, mint amennyit a tradicionális tektonikai és geomorfológiai terminusok szerint megnevezni tudunk. Ugyanakkor az eddig használatos és azonos domborzatkategóriák tartalmi megnevezései között is zavaróan sok a szinoním kifejezés. Ezeknek az alapvető problémáknak az áthidalására e sorok írója éveken át regionális geomorfológiai összehasonlító megfigye-

\*Geomorphological Map of the Carpatian and Balkan Regions (1:1 000 000). — *Studia Geomorphologica Carpatho-Balcanica*. Vol. XI. Krakow. 1977. pp. 1-31. — Erläuterung zur geomorphologischen Karte des „Atlases der Donauländer“ — Österreichische Osthefte. 1980. 22. 2. pp. 141-168.

<sup>1</sup>A geomorfológiai térképezés világméretű egységesítésére az IGU keretében Nemzetközi Geomorfológiai Térképezési Bizottság működik, mely az elmúlt évtizedekben nagyon aktív tevékenységet fejtett ki, módszertani ajánlásokat és jelkulcsot dolgozott ki a részletes és áttekintő geomorfológiai térképezésre. E bizottság mellett és attól részben függetlenül munkálkodott vezetésem mellett egy munkacsoport, amely a Kárpát-Balkán fiatal hegységrendszer geomorfológiai térképe elkészítését tűzte ki célul.



léseket végzett e régióban és sok ízben folytatott terepi konzultációkat a térkép címlapján is szereplő szakértőkkel, továbbá széleskörű földtudományi irodalom és szaktérkép felhasználása vált szükségessé. Geomorfológiai térképünk célját és funkcióját tekintve — az Atlas der Donauländer keretében — összegzetten bemutatja a régió domborzatán végzett alapvető kutatások eredményét, inspirál a további geomorfológiai kutatásokra, ugyanakkor figyelembe veszi a gyakorlat szempontjait; nem utolsó sorban a felsőfokú és a középiskolai oktatás is sikeresen használhatja a térkép gazdag információit.

## 2. A térkép többrétű jelrendszerének értelmezése és a kartográfiai ábrázolás<sup>2</sup>

A *Dunai Országok Atlaszának* geomorfológiai térképlapja 1:2 milliós léptékben került publikálásra, az eredeti kéziratos térkép 1:1 milliós méretarányban készült<sup>3</sup>. Mivel az Atlaszban megjelent térkép a kéziratos változat tartalmát lényegében változatlanul megőrizte, ezért a domborzat egyedi formakincsét, a felszín korát és litológiai felépítését *finomrajzú*, de egymástól könnyen elkülöníthető betűkkel, színes jelekkel és szimbólumokkal kellett ábrázolni. A térkép négy, egymásra helyezett információs rendszerének igen jelentős része háttérbe szorult annak érdekében, hogy az összehatást, az áttekinthetőséget ne tagolja részekre. A térkép — a domborzat többrétű információi közül — az első rátekintésre színhatásával dominál.

2.1. Színekkel, színhatásokkal kívántuk kifejezni *először is a domborzat nagyobb orográfiai egységeit*. A halványsárga és hideg színekkel a magasabb fekvésű, kisebb medencék egyenetlen síkságait; erős sárga és pasztell színekkel a dombságokat ábrázoltuk összevontan. A meleg színek (okker, barna, lila, vörös színek) összehatásával a pusztuló hegységi domborzatot emeltük ki. A kiterjedt sávós színkombinációk különítik el az előző típusoktól.

A meleg színek árnyalásával domborítjuk ki a hegységek három orográfiai relief-osztályát. A magas-hegységek kapták a legsötétebb színárnyalatot, ezen belül fehérén hagyva a gleccserfedte régiót.

A felületi színábrázolásnak azonban egy másik, ugyancsak fontos információs tartalmat is adtunk. Tulajdonképpen *meghatározott színek és színkombinációk fejezik ki a domborzat genetikai típusait* is (pl. alluviális síkságok zöld, eolikus síkságok halványsárga, vulkáni hegységek cinóber, a különböző típusú mélységi magmás kőzetekből álló tönkhegységek magenta színt kaptak /részletesebben lásd a 3. fejezetben/). A színeket úgy választottuk meg, hogy azok a fizikai földrajzi és geológiai térképeken konvencionálisan használt elvektől lehetőleg ne térjenek el és ezáltal a domborzat orográfiai karaktere, ill. geomorfológiai fejlődéstörténete könnyen felismerhető legyen.

<sup>2</sup> A térkép tartalmát lektorálták: J. GALABOV és I. VAPCAROV (Bulgária); J. DEMEK és E. MAZUR (Csehszlovákia); L. STARKEL és S. GILEWSKA (Lengyelország); J. FINK és I. FRITZ (Ausztria); H. KUGLER (DDR); H. LOUIS (BRD); J. ROGLIČ és A. BOGNAR (Jugoszlávia); SZÉKELY A. és WEIN Gy. (Magyarország); I.P.GERASZIMOV (Szovjetunió).

<sup>3</sup> Az eredeti 1:1 milliós kéziratos térkép közepéből egy részletet kísérletként kinyomtatunk és ennek magyar változatát a jelkulcs első változatával együtt e tanulmánykötet mellékeljük. A szóban forgó geomorfológiai térkép (71 x 63 cm), különálló formában 1978-ban a Deutike kiadó publikálta Bécsben. A teljes atlaszművet 1989-ben jelentette meg a kiadó J. BREU főszerkesztő hatékony közreműködésével



2.2. A domborzat egyedi formacsoportjait a létrehozó főbb folyamatok szerint csoportosítva szintén meghatározott színű vonalas rajzzal, ill. szimbólumokkal tüntettük fel (pl. a tektonikus formák: cinóber; a fluviális formák: zöld; a glaciális-periglaciális formák: lila; a poligenetikus formák: barna; a karsztos formák: magenta; az eolikus formák: fekete színű jeleket kaptak).

A domborzat egyedi formajeleit a geomorfológiai térkép második információs rendszerét képviselik. Tulajdonképpen ez már kézitérképszerű tanulmányokat igényel, szemben a falitérképszerű, tájékozódást nyújtó felületi színekkel. Az egyedi jelek sok esetben konkrét formákat ábrázolnak, a térkép méretarányához viszonyítva túlhangsúlyozottan, de nagyrészt a valóságnak megfelelően (áttörésses völgyek, teraszok, hordalékkúpok, tanúhegyek stb.). Ezzel szemben számos formajel csupán szimbólum, annak kifejezésére, hogy az adott térképrészen több hasonló forma, ill. formacsoport fordul elő (futóhomokbuckák, csuszamlásos formák, karsztos formák, kárfülkék stb.).

Bizonyos általánosított egyedi formajelzések juttatják kifejezésre a domborzat nagyobb egységeinek, a különböző vertikális geomorfológiai régióknak szkulpturális jellegét (magashegységi formák elterjedése, középhegységi gerincek, tönkfelszín maradványok, hegylábi felszínek, lépcsős vidékek stb.). Egyes gyakoribb és fontosabb geomorfológiai szintek, ill. egyedi formák jeleinek rajzolatával (pl. folyóvízi teraszok, jégkori végmorénák) kifejezésre juttattuk azok relatív kialakulási korát is.

A folyóvízi teraszok jelölésére a különböző dunai országok területén egymástól meglehetősen eltérő elvet és gyakorlatot követnek. Térképünk jelkulcsa a teraszokat az ártér fölötti sorrendjüknek megfelelően I., II., III. ártér feletti teraszként értelmezi, tükrözve a szerző álláspontját, melyet regionális összehasonlítások és a vonatkozó irodalom értékelése alapján alakított ki. A teraszoknak ilyen módon megadott jelölésére, relatív párhuzamosítására azért volt szükség, mert egyes folyók és elsősorban a Duna több olyan országban folyik keresztül, amelyekben a teraszrendszerek jelölését, esetenként kialakulásuk korát is különböző módon adják meg. A térképünkön alkalmazott terasz-párhuzamosítást relatív konvencióként kell felfogni. Értelmezésünk szerint:

az I—III. számú teraszok felsőpleisztocén

a IV—V. sz. teraszok középső- és alsópleisztocén (mindel, günz glaciális),

a VI—VII. sz. teraszok legalsó-pleisztocén—felsőpliocén,

a VIII—IX. sz. teraszok pliocén korúak lehetnek.

Mindenesetre a teraszoknak ez a párhuzamosítási eljárása az egész Alp-Kárpát-Balkán régióra vonatkozóan legalábbis további kutatásokra ösztönöz.

2.3. A domborzat általános jellege és arculata sok esetben szoros kapcsolatban áll a felszín felépítő kőzetek típusával és litológiai tulajdonságaival. Sőt, egyes kőzetcsoportok a domborzat alakulását sajátosan befolyásolják. A kőzetek tulajdonságaitól függő sajátos formakincs érzékeltetését a jelkulcs különböző módokon szolgálja. A geomorfológiai szempontból fontosabb litológiai különbségeket jórészt a struktúrassal fejezzük ki, mint pl. a gránit, a mészkő, a dolomit, a homokkő, lösz, a futóhomok esetében. Olykor a litológiáról a raszter nélküli színhatás és a relief típus megnevezése együtt nyújt információt (pl. morénavidék). Helyenkint és a célnak megfelelően különböző litológiai tulajdonságú kőzeteket szuperponáltan egymásra települve is ábrázoltunk (pl. lösszel fedett mészkő táblavidék, kristályos kőzetű őspajzs /penéplén/ felszíne számottevő lösztakaróval). A jelmagyarázatban, továbbá a domborzattípusok közötti felépítését az erre a célra szolgáló külön oszlopon kívül csaknem minden más oszlopban találunk utalást olyan domborzati kategóriák esetében, ahol az ilyen adatra szükség van. Az a véleményünk; hogy a *litomorfogén tényező* fontos szerepét a domborzatalakulásban a komplex jelkulccsal és ábrázolással megközelítően kifejezésre juttattuk, bár a felszín litológiai tulajdonságairól nyújtott háttérinformáció csupán a térkép harmadik jelrendszere.

2.4. A geomorfológiai kutatásnak korábban és ma is egyik alapvető célja a domborzat genetikai típusainak meghatározása mellett a *domborzati formák korának megállapítása*. Az ilyen kutatások eredményei alapján tulajdonképpen a domborzatalakulásnak egyes időszakait ábrázoljuk a térképen.

A felszín korának jelzése (a térkép negyedik információs rendszere) általános tájékozódást nyújt a domborzatalakulás földtörténeti dinamikájáról, annak viszonylag gyorsabb vagy lassúbb változásáról a különböző domborzattípusokon.

A denudációs felszín korának meghatározása viszont közismerten a geomorfológiai-geológiai kutatás legnehezebb feladata, és a nyert eredmény sokszor vita tárgya, továbbá minél idősebb valamely felszín, annál több hipotetikus elemet tartalmaz korának meghatározása.

Lényegesen több és megbízhatóbb ismerettel rendelkezünk akkumulációs domborzat esetében a felszín koráról. Azonban a különböző országokban, ill. régiókban használatos eltérő kronológiai elvek, tradíciók és egyéb problémák miatt az akkumulációs felszínnek korának megaregionális korrelációja elé is nehezen áthatol-



ható akadályok tornyosulnak. A nehézségekkel kapcsolatban megemlíttük, hogy újabban a Nemzetközi Geológiai Korrelációs Program (IGCP) keretében nagyszámú nemzeti és nemzetközi bizottság foglalkozik a különböző geológiai képződmények korának világméretű korrelálásával. A program megvalósítása azonban még korai stádiumban van.

Úgy véltük, hogy a komplex gomorfológiai térkép műfajához hozzátartozik a felszín korának valamilyen módon való minősítése, ezért — az említett nehézségek ellenére is — ezt az információ rendszert is felvettük jelkulcsunkba, és térképünkön nem kihangsúlyozottan ugyan, de ábrázoltuk. A kronológiai információ háttérben hagyását a térképi ábrázolásnál — az előzőekben említett nehézségeken túl — az is indokolta, hogy még a heterogén adatok is csak elszórtan állottak rendelkezésünkre.

A felszín korát jórészt a földtani térképeken hagyományosan alkalmazott betűrövidítésekkel és azok kombinációival úgy ábrázoltuk, hogy azokkal a nagyobb kiterjedésű geomorfológiai régiókról, domborzatfpusokról és egyes jellegzetes hegységi keresztiszelvényeken át a különböző korú geomorfológiai szintekről is kellő információt nyújtsunk.

A térképi ábrázolás kapcsán a domborzatot felépítő kőzetek kora és a felszín kora között két alapvető összefüggést tartottunk szem előtt:

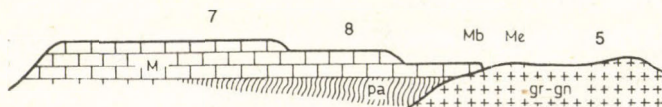
— Az üledékgyűjtőkben az akkumulációs eredetű felszínek, ill. egyedi formák létrejöttének kora általában megegyezik az üledékek felhalmozódásának idejével (pl. a homokbuckák, árterek, teraszok, hordalékkúpok felszíne alapján véve az üledékfelhalmozódással egykorú). Helyenkint, ahol az akkumulációs felszín több periódus alatt képződött, és ennek jelzésére megfelelő adatok álltak rendelkezésünkre, az ilyen helyeken ezt a körülményt is kifejezésre juttattuk (pl. a  $Q_3 + H$  képlet alkalmazása azt jelenti, hogy valamely völgytalpon vagy ártéri síkságon a pleisztocén végi üledékekre holocén allúvium halmozódott, de a felszín jellege lényegében nem változott meg.)

— Az előzőkkel szemben a pusztuló domborzaton a felszín és az egyedi formák kora rendszerint fiatalabb, mint a felszínt alkotó kőzetek kialakulása. A hegységekben pl. az őskori, ókori, másodkori kőzeteken kiformált mai domborzat a legtöbb esetben jóval később, a harmad- ill. a negyedidőszak során alakult ki. Térképünk területén kréta időszakból csupán kisebb tönkfelszín maradványok (M jelzéssel) kerültek ábrázolásra. A másodkori peneplénmaradványok több esetben harmadidőszaki üledékkel fedett és eltemetett felszínek (Mb jelzéssel), ill. a harmadidőszakbeli üledékek lepusztulása után, mint exhumált peneplének foltokban fordulnak elő (jelzésük Me) (1. ábra).

Ugyancsak kis foltokban fordulnak elő a paleogén során képződött idős eróziós felszínmaradványok (T), ill. ezeknek eltemetett (Tb) és újra exhumált foltszerű felszínei (Te). Azokban a nem ritka esetekben, amikor a felszín több geológiai időszakon át pusztult és nyerte el jelenlegi formáját, a domborzatalakulás legjellegzetesebb időszakait szintén betűjelzéssel fejeztük ki, pl.  $P_3 - Q_1$  során kialakult hegyláb felszín.

A felszínformák korára utaló betűjelzések mellett egyes formák jelei, mint pl. a teraszok, végmorénák esetében, szintén relatív kronológiai értékűek. Ezenkívül több morfolitogén képződmény, ill. jelkulcsi kategória felhalmozódásának geológiai kora általában ismeretes (pl. holocén: az ártéri allúvium, a tőzeg, a réti agyag, a parti dűne; felsőpleisztocén: az alacsony síkságok lösztakarója, a fiatal moréna).

A dunai országok geomorfológiai térképlapján a fentiek mellett piros színű betűjelekkel adunk tájékoztatást a különböző orogenezisek során keletkezett mélységi magmás és metamorfizált hegységrendszerekről.<sup>4</sup>



1. ábra. Táblás síkság (= 7) és réteglépcsős vidék (= 8), pl. Oberpfalz, Cseh-tábla. — gr-gn = gránit-gneisz; pa = gyengén kristályosodott kőzetek, agyagpalák; M = mezozoós mészkő, márga, homokkő; Mb = eltemetett mezozoós tönkfelszín; Me = exhumált mezozoós tönkfelszín; 5 = tönkös gránit dombság harmadkori lepusztulás maradványfelszíneivel

<sup>4</sup> Az újabb irodalmi adatokat az egyes hegységképződések, ill. gránitplutonjaik korára vonatkozóan a térkép-kézirat lezártáig (1977) vettük figyelembe.



2.5. A geomorfológiai térképünk komplexen értelmezendő jelzésrendszeréhez a jelmagyarázatban még olyan adatokat, ill. szöveges tájékoztatást is nyújtunk, amelyek a térképi jelrendszert kiegészítik és értelmezik is. Ezekkel egyrészt domborzati típusok egyes kategóriáinak (1—58) múltbeli *morfológiai jellemzőit foglalmazzuk meg tömören*, másrészt a formaalakításban jelenleg résztvevő folyamatokat jelezzük egymásután, hatékonyságuk sorrendjében. Ez az utóbbi konkrétan úgy értelmezendő, hogy pl. lösszel vastagon borított ukrainai pajzson (1.sz. domborzatkategória kombinálva a löszplatóval, 45. sz. kategória) napjainkban folyóvízi erózió (f) és gully erosio (g) — helyi névvel az ovrag és balka képződés — a domináló felszínformáló folyamat. Ezzel a példával szemben a 12.sz. domborzati kategóriában a Central Alpok magashegységi láncain (Kettengebirge) a jelenben a „gl+pgl+s+W” jelű felszínalakító folyamatok, vagyis a gleccser + periglaciális erózió + tömegmozgások + kifagyásos kőzetaprózódás a főtényezők.

2.6. A *topográfiai tájékozódást* a geomorfológiai térképen elsősorban a részletes vízhálózat és megnevezése segíti elő.

Ezenkívül csak a legjellemzőbb hegység- és a legfontosabb helységnevek megírására nyílt lehetőség. A geomorfológiai térkép gazdag választékú és több tónusú színei, a struktúraszter, a színes és fekete vonalú szimbólumok többreut alkalmazása a névírás célszerű szelektálását tette szükségessé, amelyet „A Dunai Országok Atlasza” főszerkesztője (J. BREU) az Atlasz más tematikus lapjainak névanyagával harmonikus egységben tervezett meg. A különböző országok területén feltüntetett földrajzi neveket a helyi hivatalos használatnak és ortográfiának megfelelően írta, a nem latin betűs földrajzi neveket pedig az adott országban használatos latin betűs átírással adja meg, nagyon célszerű módon.

E helyen is hálás köszönetemet fejezem ki az Atlasz főszerkesztőjének körültekintő és nagyon baráti segítségéért, amellyel nemcsak a geomorfológiai térkép névanyagának elkészítéséhez, hanem a térkép jelmagyarázója és struktúraszter tervének didaktikusan szemléletes megválasztásához is hozzásegített.

### 3. A dunai országok geomorfológiai térképén ábrázolt főbb relieftípusok jellemzése

Ez alkalommal a tudományos és a közművelődési szempontokra való tekintettel tömören összefoglaljuk a térképen ábrázolt kontinensrésznyi terület domborzati típusait és az ezeken belül megkülönböztetett szerkezeti-morfológiai kategóriákat. Ezek nomenklatúráját nem egy esetben újonnan kellett megalkotni; ebben igen körültekintően igyekeztünk eljárni, hogy a szinoním értelmezéseket elkerüljük.

A kontinentális domborzat nagyobb téregységeit — geológiai-geomorfológiai szempontból — orográfiai jellegük és tektonikai-geogenetikai fejlődésük alapján tipizáljuk. A domborzat különböző orográfiai jellegét (hegységek, kiterjedt tönkös masszívumok, táblás síkságok és süllyedő medencék síkságai, dombságai) alapvetően a tektonikai fejlődés menet határozza meg, szoros kapcsolatban az éghajlati (exogén) tényezők felszínformáló hatásával. Mivel az endogén és exogén tényezők hatása a fiatal orogén övben is, térben és időben is változott, ezért egymástól jelentősen eltérő genetikájú (domborzati) típusok — ún. morfostruktúrák — jöttek létre (208. oldal ábrája).

— Ismeretesekek olyan domborzattípusok (pl. ősmasszívumok tönkös sasbércei, őspajzs és mezozoós őskarszt maradványok), melyek hosszú geológiai időszakok során formálódtak ki és peneplanációs felszínük maradványai igen hosszú időn át megőrződtek.

Ugyanakkor vannak gyors felszínfejlődéssel létrejött felszínek és formák, amelyek földtörténetileg aránylag rövid életűek (pl. vulkáni hegyek, laza anyagú pusztuló domb-ságok és löszfelszínek, továbbá fiatal völgyek és feltöltődő fiatal medencék).



— Úgy tűnik, hogy a valódi peneplanációs felszínmaradványok (trópusi tönkök) az alpi orogén zóna idősebb szerkezeti-morfológiai domborzattípusain a paleogénnál idősebbek, mivel sok helyen felsőkréta és eocén képződmények is befedik (pl. a kúp-karsztos bauxit telepek a Dunántúli-középhegységben).

De a paleoorogén területéhez tartozó Cseh-masszívum peneplánje is már a kréta képződmény lerakódását megelőzően kialakult. A paleogén során főleg exhumálódás és peripedimentáció ment végbe az uralkodó hegységblokkok peremén, amely a neogén végéig kitartott. Legjellegzetesebb hegylábfelszín-maradványok a felsőpiocénből maradtak vissza.

A denudációs kronológiai módszerrel végzett regionális összehasonlításaink szerint úgy tűnik, hogy a fiatal orogén öv domborzati típusain jellegzetesek a tercier során több alkalommal eltemetődött kisebb tönkös sasbércek, amelyek ismételten lesüllyedtek, ill. kiemelkedtek, így részben vagy egészben exhumálódtak is. Ezek felszíni kibukkanásai vagy fedőhegységei a harmadidőszak során elsüllyedt közbenső tömegnek.

— Az előbb említett, elsüllyedt közbenső tömegek — Tisia, Moesia-i-tömb — a domborzat tektonikus, inverziós felszínfejlődését példázzák, míg főként a kvarter folyamán domborzatinverziós formaképződések a laza anyagú dombságokon, löszfelszíneken eróziós akkumulációs folyamatok váltakozásának hatására jöttek létre.

— A neogén óta tartó süllyedés tektonikus medenceformáló hatására az akkumulatív felszínek képződése vált uralkodóvá. A piocén alatti gyors süllyedés következtében több ezer méter vastag sekélytengeri-beltavi agyagos üledékek (félsósvízi), majd (kiédesülő) fluvio-lakusztikus, főként homokos képződmények halmozódtak fel. Ezek eredményeként domborzatilag alig differenciált, hatalmas kiterjedésű medencesíkság és hozzákapcsolódó hegylábfelszín képződött.

— A negyedidőszak folyamán is folytatódott a nagy kiterjedésű akkumulációs síkságok képződése. De a (Pannóniai-) medencét környező hegylábfelszíni peremeken, ill. a molaszból álló dombsági részekben a folyóvízi erózió és akkumuláció váltakozása teraszos völgyképződést eredményezett, a völgybevágodást pedig derázis lejtőformálódás kísérte. A völgyekkel tagolt dombságokon és hegylábfelszíneken eolikus és derázis lejtőüledékek, formák és lokális hordalékkúp-képződmények egymással váltakozóan jöttek létre, ill. települtek egymásra. A medencebeli síkságokat pedig folyóvízi, tavi-mocsári és eolikus képződmények 8—10 ciklus során egymásra telepített összletei építik fel.

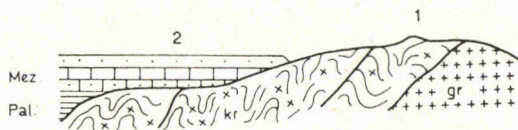
— A medenceszerkezeti típusoknak a neogén óta tartó feltöltődésével szemben a hegységi szerkezeti-morfológiai típusú domborzat szakaszos kiemelkedése volt jellemző. Ezekről az erős erózió által lehordott igen nagymennyiségű hordalék töltötte fel a medencét. A hegységekben a neogén végéig az általános lepusztulás domináló planációs formákat eredményezett. A negyedidőszakban a hegységek formálásában az erős kiemelkedés és a klímaváltozások hatására sok helyen a gleccser erózió, a periglaciális folyamatok és a folyóvízi völgyképződés került uralomra. A felszínképződés szakaszosságára, területenkénti eltéréseire a különböző szerkezetű geomorfológiai régiókban a teraszok száma (4—9) és a hegylábfelszínek helyzete is utal, a medencebeli üledékképződési ciklusok mellett.



## A) Pusztuló tektonikus domborzat szerkezeti-morfológiai típusai

### 1. Őspajzs és táblavidéke

1.1. Geomorfológiai tekintetben ez az ősmasszívum alacsony, hullámos, gyenge reliefenergiájú, idős tönkfelszín, tönkös síkság (2. ábra).



2. ábra. Pajzsvidék ősi peneplénje (= 1); táblás fennsík pajzsi talpazaton (= 2), pl. Ukrajnai-pajzs és Podóliai-tábla; gr = gránit; kr = ősi kristályos kőzetek; Mez., Pal. = mezozóos és paleozóos epikontinentális üledékes kőzetek

Az Ukrán-pajzs a kárpáti elmélyedésig folytatódik, vastag epikontinentális üledéktakaróval fedett tönkös ősmasszívumként.

1.2. A Podólia—Moldva—Besszarábia—Dobrudzsai-tábla genetikai fejlődése során időszakonként sekély tengerrel borított kontinentális self felszín, ill. ismételten szárazulati „stabilis” tábla volt. Geomorfológiai szempontból az őspajzs (jelmagyarázatban 1.sz. relieftípus) és annak táblavidéke nemcsak fejlődéstörténetileg különül el egymástól, hanem a rájuk települt szkulpturális és strukturális formacsoportokkal is. A pajzs alapzatú, nyesett felszínű, táblás síkságon (2. és 2+45.sz. relieftípus kombinált jelzése, továbbá 7a., 7b. relieftípusok) gyakoriak a réteglépcsők, karsztos formák, csuszamlások stb.

E két szerkezeti-morfológiai egységet, az ősmasszívumot és a stabil táblákat összefoglalóan platformnak nevezik. Újabbban a globális tektonika elve alapján rideg kontinentális lemeznek tekintik.

### 2. A rögvidékek domborzati típusai

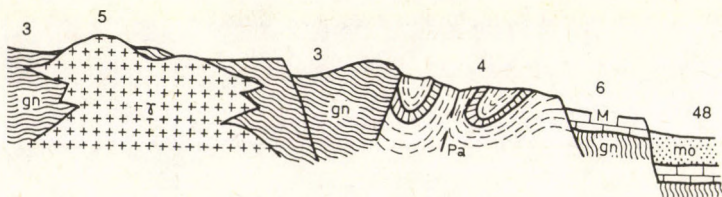
2.1. A paleoorogén területek idős masszívumai uralkodóan tönkrögvidékek, amelyek hosszantartó komplex kratonizációs folyamatokkal töréses-gyűrt szerkezeten (Krunehory; Erzgebirge) és ősi plutonokon (Krkonosze, Weinberger Wald) alakultak ki (3., 4.sz. relieftípusok).

2.2. A plutonok töréses tönkrögei részben belesimulnak a töréses-gyűrt röghegységek masszívumaiba, részben különálló sasbérceket (Brnoi-horszt), ill. horsztsorokat (Szudéták) formálnak (5.sz. relieftípus).

Ezek a masszívumok többszöri kiemelkedés és ismételt tönkösödési folyamat nyomait viselik. Több reliefgenerációt hordoznak felszínükön. A felsőkréta előtti hosz-



szantartó és nagyméretű mezozoós tönkösödésnek csak kisebb foltokban maradt nyoma a mai domborzaton. Ezek a többnyire exhumált tönkők a Cseh-medence felsőkréta táblájának peremén bukkannak a felszínre (3. ábra, M).



3. ábra. Tönkös hegységek plutonizálódott (= 5), töréses-gyűrt szerkezetű idős masszívumokban (= 3, 4), pl. 3 = Waldviertel, Bayerischer Wald; 4 = Brdy, Frankenwald (Góry Swietokrzyskie); 5 = Óriás-hegység (Krkonosze), Weinberger Wald; 6 = Wyzyna Krakowsko-Czestochowska. 48 = Kárpát előteri süllyedék; gn = gneisz; γ = gránit; Pa = gyengén kristályosodott paleozoós kőzetek, agyagpalák; M = mezozoós mészkő, homokkő, karbon és perm üledékes kőzetek; mo = molasz

A főként paleogén, ill. alárendelten neogén planációs felszínmaradványok a kiemelt középhegységeken és gránitdombságokon jellegzetesek. A neotektonikusan erősen megemelt rögek foltszerűen magashegységi glaciális-periglaciális formákat is hordoznak (Böhmer Wald, Krkonosze).

### 3. A táblás felszínek domborzata

Szerkezeti jellegük szerint a táblás felszínek a kratonizálódott paleoorogének (ősi szutúr zónák) peremén kialakult selfek, amelyekre meszes-márgás rétegek rakódtak.

Neotektonikus deformálódásuk mérete nyomán három altípusra tagolhatók:

3.1. Táblás rögvidék, táblás röghegység, melyek morfogenetikailag gyakran tönkös sasbérc, orográfiai sasbércecs dombságok vagy fennsíkok (pl. a 6.sz. relief-típus).

3.2. Gyengén erodált táblás síkság, táblás fennsík (pl. az Elba-tábla a Cseh-medencében, a Moesia-tábla Romániában és Észak-Bulgáriában (7., 7a. relief-típusok).

3.3. Alacsony fekvésű táblás, réteglépcsős vidékek (pl. Oberpfaltz Ny-i része (1. ábra, 8.sz. relief-típus).

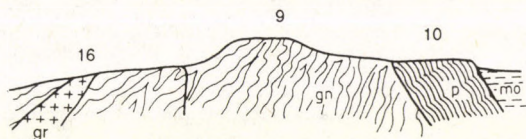
A táblás felszínekre helyenként olyan negyedidőszaki akkumulációs formaegyüttes települt, amely a domborzat jelenlegi formáját és fejlődésének dinamikáját számottevően megváltoztatta. Lengyelországban — a San, a Visztula és az Odera között — morénák, fluvioglaciális üledékekből és löszökből felépített dombságok nagy kiterjedésű táblás felszínt fednek el (7c., 7d. sz. relief-típusok).

Más esetekben a táblás felszínre települt laza harmad-negyedidőszaki üledékeken, pl. Moldvában, Besszarábiában olyan jellegzetes eróziós-deráziós dombsági domborzat alakult ki (7b.), amelyet geomorfológiailag már csak tágabb értelemben jelölhetünk táblás szerkezeti formának.



#### 4. Az alpi orogén remobilizált idős masszívumai

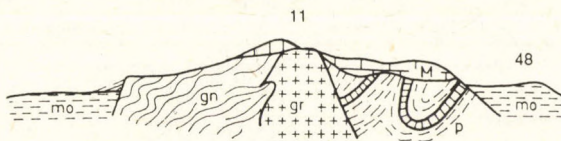
4.1. A varisztidák ill. az ennél idősebb töréses-gyúrt szerkezetű „autochton” masszívum maradványaiból uralkodóan tönkös röghegységek formálódtak. A mezozóos tönkmaradványok a paleogén és a neogén folyamán továbbpusztulással átformálódtak, ill. egyes masszívumok eltemetődtek, esetenként részben exhumálódtak (Bihari-masszívum, Szerb-Makedón-masszívum). Máshol rajtuk a jelenkorig több, fiatal relief-generáció is kifejlődött (4. ábra, 9., 10. sz. domborzattípus).



4. ábra. Tönkröghegység, gyúrt-töréses szerkezetű, remobilizált autochton ősi masszívumon (= 9, 10). Pl. Gleinalm, Koralm, Trák-Mecedóniai-masszívum, Bihari-masszívum; gr = gránit; gn = gneisz; p = ókori gyengén kristályosodott kőzetek, palák; mo = molasz

A Rila-Rodope masszívum — mivel erős neotektonikai kiemelkedésen ment keresztül — a harmadidőszaki tönkmaradványok mellett magashegységi glaciális és periglaciális formákat is hordoz.

4.2. Külön kategóriába soroltuk az idős masszívumok izolált röghmaradványait, amelyek a gyúrt-töréses jelleg mellett pikkelyes szerkezetet is nyertek, és geomorfológiai fejlődésük során többszörösen elfedett, ill. exhumált, tönkös sasbércekké váltak. Ilyenek a tatridák (pl. Inovec) és a kroatidák (pl. Fruskagora, Psunj, Medvednica; 5. ábra).

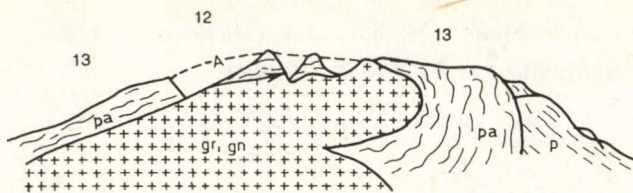


5. ábra. Régi masszívumok izolált sasbércei, exhumált vagy eltemetett mezozóos tönkösödött felszínekkel (= 11) és fiatalabb hegységperemi medence-felszínekkel (= 48); gn = gneisz; gr = gránit; M = mezozóos

4.3. Az alpi tektogén tengelyében — eugeoszinklinális — az erősen remobilizálódott és helyenként alpi metamorfózist is szenvedett (pennin ablak és pelagon tömb), neotektonikus mozgásokkal erősen kiemelt szerkezeteket centrális policiklikus, komplex tektogén vonulatok néven kategorizáltuk. Ezek orográfiailag részben jelenkori gleccseket, glaciális formákat is viselő gerinces magas hegységek (Hohe Tauern, Sar-planina; 6. ábra, 12., 13. sz. domborzattípus).



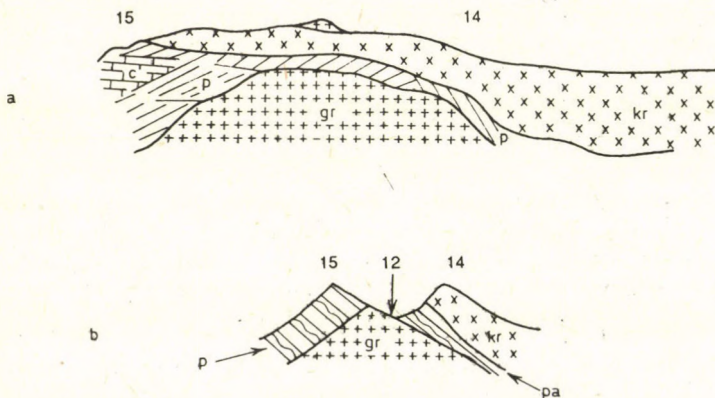
4.4. A paleoorogének az alpi övezetben gyakran mélytörésses, takaróáttolódásos szerkezetű hegységek (7a., 7b. ábra, 14., 15.sz. domborzattípus) geomorfológiai típusuk



6. ábra. Gerinces magashegység és tönkös háthegység, policiklikus komplex tektogén szerkezeteken. Az orogén tengelyének idős palaburka a központi kristályos maggal (= gn, gr) igen erősen meggyűrődött, takaróredőtt képezett. A kristályos mag a neotektonikus kiemelkedés után tektonikai ablakként (paraautochton) alpi gerinces magashegységgé formálódott (= 12; pl. Hohe-Tauern); gr-gn = gránit-gneisz; pa = idősebb palaburok; p = fiatalabb palaburok; A = Tektonikai ablak (GWINNER M. P. nyomán)

szerint lehetnek tönkös röghegységek (Gurkvölgyi-Alpok, Retyezát), ill. a gerinceken glaciális formákat viselő magashegységek, amelyeket tönkös lépcsők öveznek (pl. Szebeni-, Fogarasi-havasok).

Az itt felsorolt kategóriákon belül erősen metamorfizálódott, ill. gyengén metamorfizálódott palás kőzetekből felépített altípusokat is megkülönböztettünk.



7a., 7b. ábra. Remobilizált masszívumok. Mélytörésses, áttolódásos takaró hegység (= 14, 15); a = tönkösödött takaróhegységi típus (Gurkvölgyi-Alpok); b = gerinces takaróhegységi típus (Karni-Alpok); gr = gránit-gneisz mag; kr = idős kristályos kőzetek; pa = idősebb palák; p = fiatalabb palaburok, grauwacke; c = karbon, perm, mezozoós kőzetek

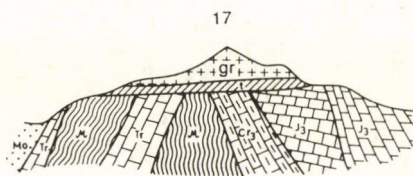


## 5. Az alpi övezet plutonjai

5.1. A prealpi autochton gránittömbökön sasbércecs tönkrögök, ill. sasbércecs magashegységek formálódtak (Kis-Kárpátok, Alacsony-Tátra stb., 16. sz. domborzattípus).

5.2. Az előbbivel szemben megkülönböztettük az allochton gránitszirteket (pl. Botev-csúcs a Sztara Planinán: 8. ábra, 17.sz. domborzattípus).

5.3. Megjelöltük továbbá az alpi orogén felsőkréta után (fiatalabb szubdukció) képződött bánáti típusú plutonjait, amelyek szintén sasbércecs (tönkös) rögök (Pohorje-hegység, Vlegyásza, Vitosa, 18. sz. domborzattípus).

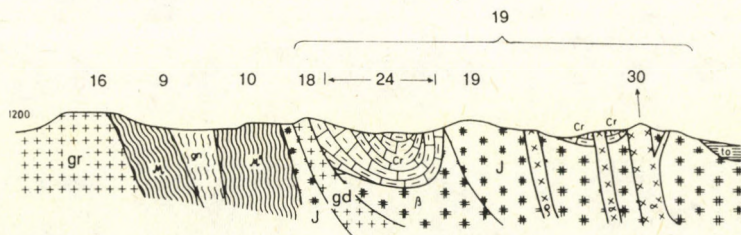


8. ábra. Allochton gránit szirt (= 17 Botev-csúcs); gr = gránit; t = harmadkori rétegek másodkor végi tönkfelszín; M=metamorf kőzetek; Tr = triász rétegek; Cr<sub>3</sub> = szenon rétegek (felsőkréta); J<sub>3</sub> = tiron mészkő (Malm); Mo = molasz

## 6. Az alpi tektogén fiatal szerkezeti-morfológiai hegységtípusai (belső öv)

Egyes vonulatok geomorfológiai fejlődésmenetét formameghatározó mértékben befolyásolta a hegységrendszerben elfoglalt „belső”, „külső” vagy hegységelőteri helyzete.

6.1. Az alpi orogén tengelyében egy mély tengeri árok tágulása és ismételt

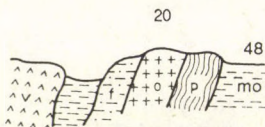


9. ábra. Ofiolitos gyűrt tönkös, tömeges hegység (= 19); gr = tönkös gránit hegység (= 16); M = erősen metamorfizált kristályos palák; gn = gneisz; M' = gyengén metamorfizált kőzetek; J = jura időszak ultrabázisos kőzetek (ofiolitok); gd = granodiorit; 18 = fiatal intruzív gránit; Cr = kréta flis és márga; α, ρ, β = andezit, riolit, bazalt; 30 = vulkáni hegy; to = miocén üledékek. (Carte géologique de la République de Roumanie, 1: 200 000, Turda, Bucarest, 1966.)



szubdukciós záródása során ofiolitos kőzetekből töréses, gyűrt, részben takarós szerkezetek képződtek, amelyek neotektonikai kiemelkedés során tönkösödött hegységekké, tönkös fennsíkoka formálódtak (9. ábra). Ezek legnagyobb kiterjedésben és legtípusosabban a Dinaridák tengelyében jelennek meg, ahol a magas, tönkös fennsíkok a periglaciális övezetbe emelkedve a pleisztocén eljegesedés nyomait is magukon viselik (19.sz. domborzattípus).

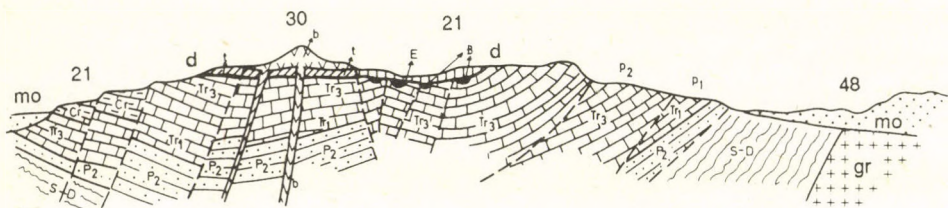
6.2. Belső helyzetű vonulat a Vardar-öv, amelyeknek mélytöréses, gyűrt-pikkelyes szerkezetéből — palakomplexumok, ofiolit és flis mozaikjából — lepusztulással tovább formált árkos-sasbércecs, tönkös rögvidek (10. ábra) alakult ki.



10. ábra. Tönkös sasbércvonulat, gyűrt-pikkelyes szerkezeten (pl. Vardar-vonulat); v = vulkáni szerkezet; f = flis; o = ofiolit; p = paleozóos palák; mo = molasz

Az alpi hegységképződés ebben a zónában a legidősebb, már a jurában megkezdődött. A lemeztectonika értelmében a Vardar-övezet kétoldalúan szimmetrikus mélyszerkezeti betolódásos ív a Makedón — Rodope és a Pelagon masszívumok között (20.sz. relieftípus). Hasonló szerkezet a Maros-öv is, a Bihari „autochton” és a Danubiai „autochton” között.

6.3. Uralkodóan mészkőből és dolomitból felépült töréses-gyűrt belső övi szerkezeteken formálódtak az olyan sasbérc-vonulatok, mint pl. a Dunántúli-középhegység és a szávai rögök, amelyek időrendben kréta-paleogén tönkösödést is elszenvedtek, a harmadidőszakban ismételt eltemetődtek, majd kiemelkedtek, ill. egyes sasbércek exhumálódtak is (11. ábra, 21.sz. domborzattípus).



11. ábra. Tönkös sasbércek, gyűrt-töréses szerkezeteken; 21 = tönkösödött árkos sasbércek; 48 = eróziós-dearáziós dombság molaszon; 30 = bazaltvulkáni hegy; d = felsőkréta kori tönkös felszín; gr = variszkuszi gránit; S-D = szilur-devon fillit; P2 = permii vörös homokkő; Tr1 = alsótriász márga; Tr3 = felsőtriász mészkő és dolomit; Cr = kréta mészkő; B = felsőkréta bauxit; E = eocén mészkő; t = harmadkori terasztrikum; b = pliocén bazalttakaró; mo = pannóniai homok, agyag (molasz) P1P2 = pannóni abrázációs felszín és pliocén hegyláb felszín (A Bakony általánosított szelvénye PÉCSI M. és WEIN Gy. nyomán)

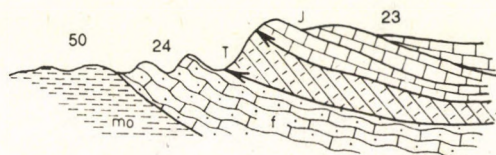


6.4. Az alpi-kárpáti keskeny mészkőszirt öv (13. ábra, 22. relieftípus) egyoldalú betolódás, amely félköríves mélytörésvonal (lineamens) mentén helyezkedik el (SZÁ-DECZKY-KARDOSS E. 1978). Jelenleg a belső vagy központi kárpáti övet választja el a külső-kárpáti flis övtől.

## 7. Az alpi orogén külső övezeteinek szerkezeti-morfológiai típusai

7.1. Gyűrt takarós és takaróáttolódásos gerinces lánchegység, magashegységi karszttal és mélyen bevágott karsztos völgyekkel (pl. az Északi-Alpok).

7.2. Takaróáttolódásos, gyűrt, tönkösödött karsztplaninák, amelyeket „kopár karsztos”, ill. „zöld karsztos” fennsíkok jellemeznék (Északi-Alpok, Külső-Dinaridák; 12. ábra, 23. domborzattípus).



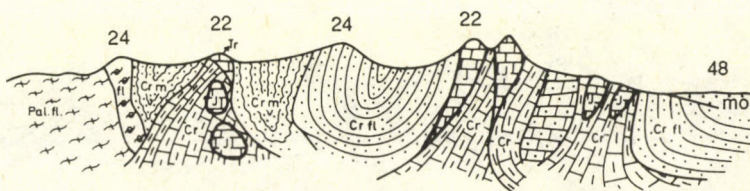
12. ábra. Karsztos felföld (= 23) gyűrt takarós, áttolódásos takarós szerkezeten (pl. Északi-Mészkő-Alpok); 50 = dombság gyűrt molaszon; mo = molasz; f = flis; T = triász mészkő; J = jura mészkő

7.3. Gyűrt takaróbetolódásos flisből kialakult gerinces háthegységek (13. ábra, 24.sz. domborzattípus), uralkodóan középhegységi jellegű lekerekített hátakkal, sűrű völgyhálózattal.

Az eredeti gyűrt, betolódott szerkezetből az erős lepusztulás során az ellenállóbb kőzetek mentén strukturális kúszta-gerincek és lépcsők formálódtak (pl. Liszti Karpaty, Nízke Beskidy).

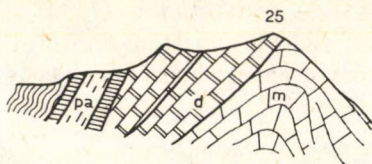
7.4. Törésvonalas, gyűrt szerkezeteken dolomit-gerinces lánchegységek képződtek (pl. a Lienzi-Dolomitokban; 14. ábra, 25. domborzattípus).

7.5. Hasonló szerkezeteken karsztfennsíkok alakultak ki a Déli-Alpokban, a



13. ábra. Letarolt gyűrt flis hegység (= 24). Szirtövi hegytípus (= 22); Tr= triász; J = jura; Cr = kréta; Cr fl = kréta flis; Cr m = kréta márga; fl = flis; Pal.fl = paleogén flis; mo = molasz (általánosított szelvény ANDRUSOV D. nyomán)





14. ábra. Gerinces lánchegység (= 25) fiatal (töréses) gyűrt szerkezeten (pl. Lienzi-Dolomitok); m = triász mészkő; d = triász dolomit; pa = paleozoos kőzetek

Központi-Dinári-Karsztban. Ezek a tenger mentén helyenként karsztos peremsíkságokká pusztultak le (15. ábra, 25. domborzattípus).

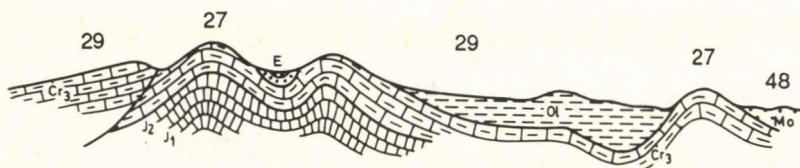


15. ábra. Karsztos fennsík, karsztos felföld erősen gyűrt (= 25) és feltolódásos, pikkelyes szerkezeten (23), Dinári típus

## 8. Előhegységi övezet szerkezeti-morfológiai típusai. Egyszerű gyűrt (izoklinális hegység) típus

8.1. Egyszerűen gyűrt, szimmetrikus antiklinális háthegység vonulatok Albániában mészkő és flis kőzeteken egyaránt előfordulnak (16. ábra, 27., 29.sz. domborzattípus).

8.2. A monoklinális flis előhegységek gyengén tagolt alacsony fennsíkokat



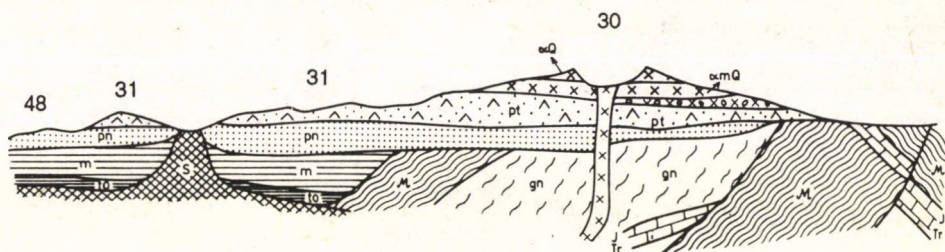
16. ábra. Egyszerű gyűrt mészkőhegy (= 27) és monoklinális flis fennsík (= 29); J1 és J2 = jura mészkő; Cr3 = felsőkréta mészkő; E = eocén flis; O1 = oligocén flis; mo = molasz



formálnak (Elő-Balkán formatípus), ill. idősebb röghegységek hegylábi előterei (pl. Kozar-hegységben és Zrinska-Gora-ban, Szerbiában; 16. ábra, 29.sz. domborzattípus).

### 9. Fiatal vulkáni szerkezetek domborzati formái

9.1. Az alpi övezetben a mélyreható törések, ill. betolódásos zónák mentén, a Belső-Kárpátok szubszekvens vulkáni övében, geomorfológiailag erősen romosodott, részben peremi tönkösödést szenvedett sztratovulkánok találhatók (Börzsöny, Mátra, Hargita, Kelemen-havasok; 17. ábra, 30.sz. domborzattípus).



17. ábra. Hargita típusú fiatal posztpannóniai vulkáni hegység (= 30, 31). — Q = negyedkori andezit vulkán rom; mQ = negyedkori amfibol andezit; pt = pannóniai üledék és vulkáni tufa; pn = pannóniai üledék (homok, agyag); m = miocén (szarmata) rétegek; to = középmiocén rétegek; s = tektonikus sódóm; M = őskori metamorf kőzetek; J = jura; Tr = triász; gn = gneisz (Harta Geologica Romania, 1: 200 000. Odorhei, Bucuresti 1968, nyomán)

9.2. A tufás üledékekből helyenként nagyobb kiterjedésű lankás dombságok és hegylábi felszínek formálódtak (pl. Ipoly és Garam köze, Bükkalja; 17. ábra, 31.sz. domborzattípus).

9.3. Az alárendeltebb szerepet játszó finális vulkáni képződményekből kisebb bazaltlávatakarós tanúhegyek (Badacsony, Szentgyörgy-hegy) maradtak vissza. A finális vulkánosság építményei uralkodóan az alpi övezeten kívül, az idős masszívumokon (Cseh-Érchegység, Szudéták stb.) mélytörések mentén találhatók meg, mérsékelt denudált bazaltos lávatakarók és vulkáni romhegyek formájában.

### 10. Különböző szerkezeteken kialakult abrázíós parti felszín, abrázíós parti síkság

Számottevő kiterjedésben abrázíós parti síkság (32.sz. domborzattípus) a Márvány-tenger és a Fekete-tenger mentén fordul elő, főleg ott szélesebb, ahol a hegység-szerkezetek ellenállóbb kőzetekből épültek fel.

### B) Akkumulációs domborzat nagyobb süllyedékes medencékben

A Kárpát-Balkán-hegységrendszerhez — a fentebb tárgyalt pusztuló tektonikus domborzattípusok mellett — több fiatal, belső süllyedékes medence csatlakozik (Bécsi-

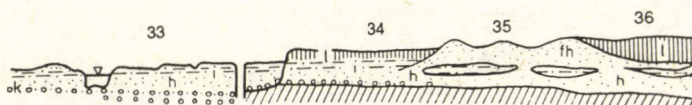


medence, Kisalföld, Alföld, Trák-medencék stb.). Ugyancsak számottevőek az ún. hegységelőteri sülyyedékek (az Északi-Alpok előterében, a Külső-Kárpátok előterében).

### 11. Feltöltött, tökéletes síkságok

Ezek a fiatal sülyyedékes szerkezeteken a feltöltődéssel kialakult tökéletes síksági formátípusokat a jelenlegi felszínalakító, exogén folyamatok, ill. folyamattársulások szerint kategorizáltuk:

11.1. Az ártéri síkságok, hordalékkúp-síkságok, völgytalpak általában egy típust alkotnak (33.sz. típus). Ezek a jelenlegi folyóvizek magasabb és alacsonyabb ártéri szintjeit foglalják magukba (18. ábra).



18. ábra. Hordalékkúp-síkság. — 33 = ártéri síkság; 34 = teraszos síkság; 35 = futóhomok-buckákkal fedett folyóvízi síkság; 36 = lösszel fedett hordalékkúp-síkság; k = kavics; h = homok; i = iszap; l = lösz, löszszerű üledék; fh = futóhomok

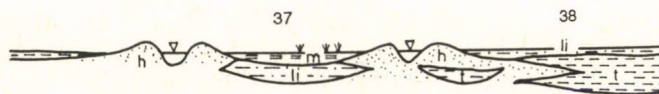
11.2. Külön formátípusként jelöltük az ártérnél valamivel magasabban fekvő folyóvízi teraszos síkságokat (34.sz. típus). Ezek a jelenlegi folyóvizek magasabb és alacsonyabb ártéri szintjeit foglalják magukba (18. ábra).

11.3. A fluvioeolikus síkság kategóriájába soroltuk azokat a hordalékkúp-felületet (18. ábra), amelyeken számottevő futóhomok (futóhomokos síkság), ill. vékonyabb löszlepel telepszik (löszfedte hordalékkúp-síkság) (35., ill. 36.sz. típusok).

11.4. Folyóvízi-mocsári feltöltésű síkság, folyóvízi síkság (19. ábra) és tengeritavi síkság (39.sz.), deltavidék (40.sz. típus, 37.sz.) tulajdonképpen együttesen is előfordulhatnak és tökéletesen feltöltött síkságot képeznek.

11.5. Fluvioglaciális síkság (41.sz. típus), a pleisztocén végmorénák közvetlen előterében kialakult akkumulációs síkság.

11.6. Fiatal morénavidék, az utolsó glaciális alatt gleccser által akkumulált formattársulások együttese, felszínük egyenetlen (42.sz. típus).



19. ábra. Folyóvízi-tavi síkság (= 38); folyóvízi-mocsári síkság (= 37); h = folyóvízi homok; li = alluviális lösziszap; m = mocsári agyag, tőzeg; t = tavi üledék

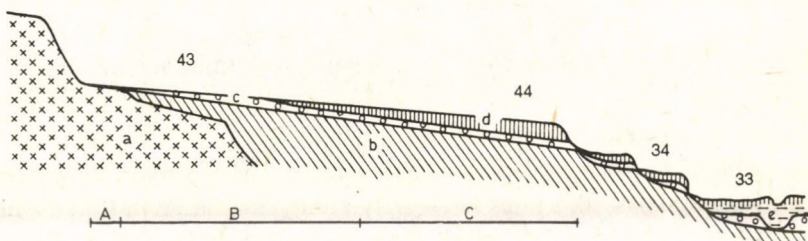


### C) Denudációs-akkumulációs domborzat

Az eltérő mértékben emelkedő előhegységi sülyyedékeken és hegységközi árkos medencékben általában laza üledékeken „dombsággá” feltagolt felszíneket szintén morfogenezisük szerint minősítettük. Az alosztályozásnál esetenként a sajátos litológiai felépítést vettük figyelembe.

#### 12. Fiatal medencebeli dombságok és feltagolt síkságok

12.1. Az idősebb és felszabdalt kavicshordalékkúpokat és a laza üledékeken és részben kemény kőzeteken kiformált egykori (felsőpliocén és alsópleisztocén) hegláb-felszíneket soroltuk a 43. számmal jelölt típusba (20. ábra), amelyeket a folyók a negyedidőszak folyamán többé-kevésbé lapos völgyközi hátakra tagoltak fel, sok helyen pedig löszköpeny takarja be (44.sz. típus).



20. ábra. Hegláb felszín (= 43); A = pediment; B = heglábi hordalékkúp (glacis); C = lösszel fedett heglábi hordalékkúp (= 44); 34 = teraszos völgyi-sík; 33 = ártéri sík; a = kemény kőzet; b = pliocén üledék; c = hordalékkúp-kavics; d = lejtőlösz; e = völgytalpi feltöltés

12.2. Eróziós-deráziós völgyekkel dombsággá tagolt löszfedte felszínek, löszplatók alkotják a 45.sz. domborzattípust.

12.3. A lösztakarós eróziós-deráziós dombságok harmadidőszaki laza üledékekben nagyon kiterjedtek (46., 47.sz.). Megkülönböztettünk még monoklinális üledékekben, a gyűrt molaszon és a felboltozódott szerkezeteken kialakult dombsági típusokat (49., 50., 51.sz.). Ugyancsak gyakori, hogy vékonyabb-vastagabb lösztakaró fedi be ezeket a dombsági típusokat is (48.sz. típus).

#### 13. Különböző morfostruktúrákon képződött, ill. rátelepült dombságok

A fluvioglaciális üledékekből, morénákból álló dombságok egy része különböző korú szerkezeti-morfológiai alapzaton és fiatal medenceüledékekben egyaránt előfordul. Ugyancsak jellegzetesek a különböző szerkezeti-morfológiai karakterű hegységek közötti hosszan elnyúló völgy-medencék is. Ezek kifejlődésére az eltérő környezet, ill. alapzat gyakran meghatározó hatást gyakorolt.

13.1. Tektonikus szerkezeti vonalak, ill. árkok mentén dombsággá tagolt nagyobb



hegységközi völgyek és völgymedencék (52.sz. típus). Ezeket eróziós, eróziós-glaciális és tömegmozgásos folyamatok formálták ki, főként a pliocén és a pleisztocén folyamán (pl. Salzach völgye, Mura völgye, Gail völgye stb.).

13.2. Tektonikusan preformált denudációs-akkumulációs medencék (53.sz. típus). E kategóriába soroltuk a mészkővidékek tektonikus-denudációs, karszteróziós medencéit és poljéit, továbbá a kőzetminőségi és szerkezeti okok miatt szelektív eróziós-denudációs folyamatokkal kialakított medencéket (pl. a Cseh-Budejovicei-medence, Treboni-medence stb.).

13.3. Dombsággá tagolt fluvioglaciális felszínek (54.sz.). Lengyelországban vékonyabb-vastagabb lösszel fedetten is előfordulnak (jelölésük 53.), ill. táblás vidékeket temetnek el (jelölésük 7a.).

13.4. Idősebb morénavidék. Az eredetileg akkumulált glaciális kisformák időközben jelentős mértékben ellankásodtak (56.sz.), több helyen még löszköpeny is beborítja a felszíneket (7d.sz.) és dombvidékeket (57.sz.) fednek be.

### 3. A szerkezeti felszínformák és a lemeztektonika nevezéktana

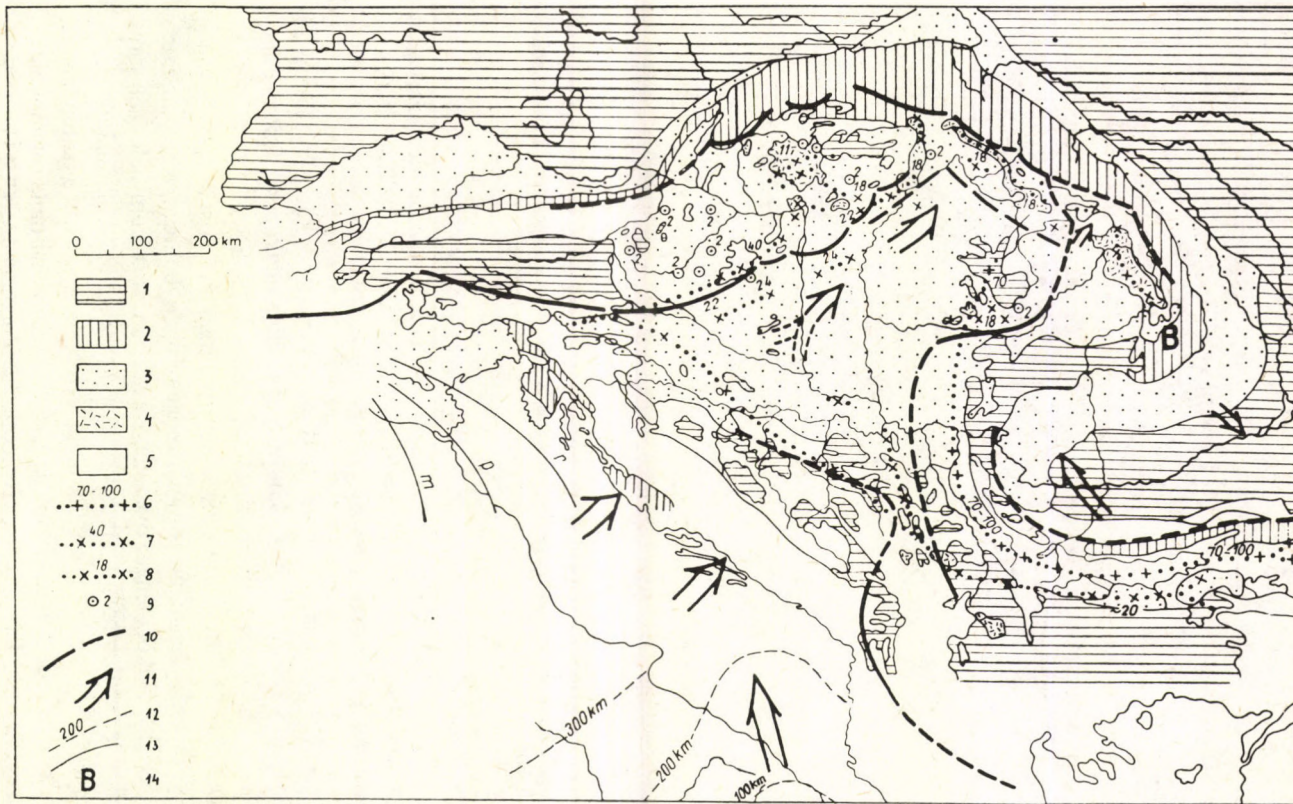
A Pannóniai-medence alapzatában és a felszínen lévő ókori és prekambrium kristályos vonulatoknak, ill. a rájuk ÉK—DNy-i irányban pásztásan települő mezozoos vonulatoknak, továbbá a fiatal vulkáni hegységeknek és a Kárpát-Balkán-Dinarid ívnek tektonikai és geomorfológiai elrendeződését alapvetően két geogenetikai modell mintázza:

- a) a köztes masszívumok (Tisia-modell),<sup>5</sup> és
- b) a lemeztektonikai köpeny boltozatos modell.

a) A Tisia elmélet kidolgozója (PRINZ GY. 1926) és követői szerint a főként paleozoos variszkuszi és annál idősebb medencealapzat mezozoos tengervályúiban (Tethys parageoszinklináisaiban) délalpi típusú karbonátos kőzetekből alakultak ki a Dunántúli-középhegység tönkös sasbércei. A Tisia, mint autochton köztes tömeg, az idősebb és a fiatalabb alpi hegységképződési fázisok alatt a kárpáti hegységkeret formálásában kapta szerepet játszott. Eközben erős igénybevételt szenvedett, összetöredezett, kőzetei részben átalakultak, de a peremtől a miocén közepéig — részleges és időszakos elöntésektől eltekintve — általában környezete fölé emelkedett. A mezeta jellegű domborzat tektonikus inverziója, a medence jelleg kialakulása a miocén végén—pliocén folyamán vált teljessé, melyet az erősen romosodott tönk fő törésvonalai mentén, uralkodóan a peremeken heves vulkáni tevékenység kísért.

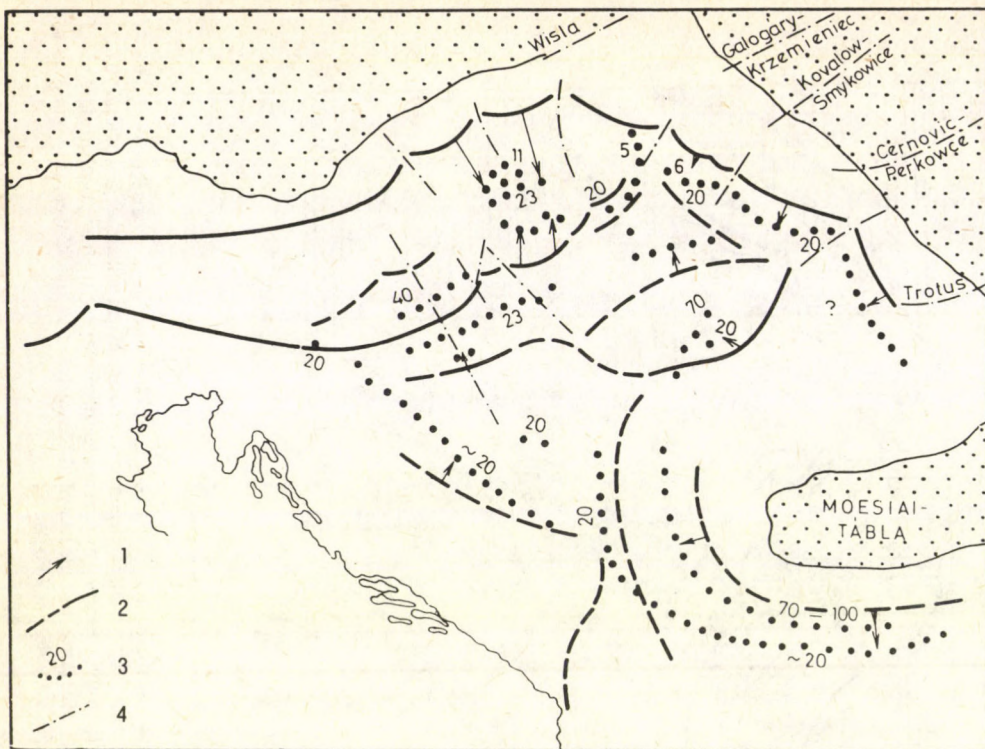
<sup>5</sup>PRINZ Gy. és követői a szóban forgó kristályos tömböt (Zwischenmasse) — a Tisza folyóról — Tisiának nevezték, amely a Rodope köztes masszívummal is összeköttetésben állt.





21. ábra. Kárpát-Pannon-Dinard térség nagyszerkezete kialakulásának modellje (SZÁDECZKY-KARDOSS E. 1973 szerint). — 1 = variszkuszi rögvidék és idősebb tábla; 2 = alpi flis zóna; 3 = molasz, medence feltöltés; 4 = alpi magmatizmus; 5 = egyéb alpi képződmények; 6 = felsőkréta vulkánit és granodiorit, 70-100 millió éves; 7 = paleogén andezit, ignimbrit, 40 millió éves; 8 = neogén vulkánitok, 18 millió éves; 9 = pannóniai-pleisztocén bazalt; 10 = mezozoós harmadidőszaki betolódási öv; 11 = horizontális, regionális eltolódás; 12 = aktív betolódás mélysége (km); 13 = üledékgyűjtő főtengele; m = miocénben, p = pliocénben, r = jelenleg; 14 = a Barcaság tenziós süllyedése és a Focșani ék



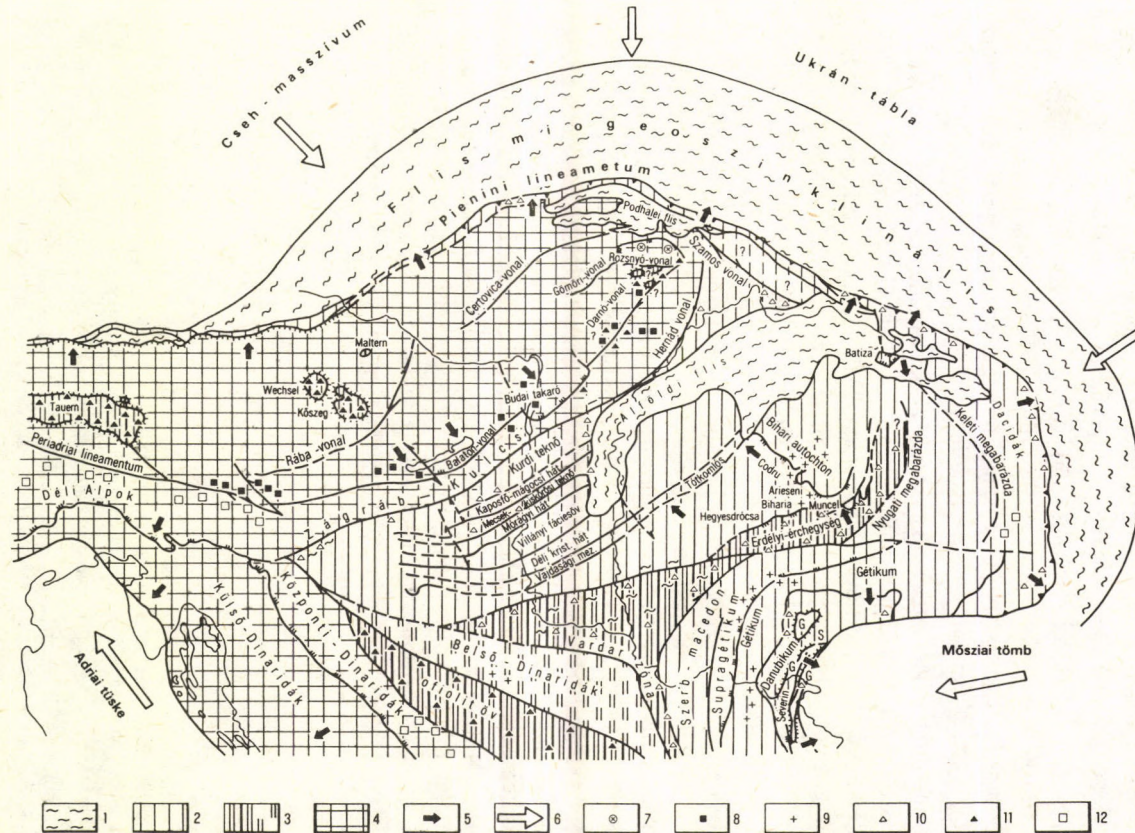


22. ábra. A Kárpát-Pannon-Dinarid terület neoalpin szubdukciói és a kapcsolatos övezetek vonulata (SZÁDECZKY-KARDOSS E. 1973 szerint). — 1 = betolódás és vulkanizmus kapcsolata; 2 = betolódási öv szuturzónája; 3 = vulkáni ív (kor millió években, kb.); 4 = feltehető mélytörés

b) A Pannóniai-medence és a Kárpáti-hegységív újkeletűen megismert szerkezeti sajátosságait a lemeztektonika elve felhasználásával SZÁDECZKY-KARDOSS E. (1973-1974) dolgozta ki először részleteiben (21., 22. ábra).

Előzőleg már geofizikai mérések kimutatták, hogy a medence közepén a környező hegységkerethez viszonyítva több mint 15 km-rel magasabb a földköpeny. A Pannóniai-medence alatt tehát a köpeny mintegy boltozatot formál (STEGENA L. 1972.). SZÁDECZKY-KARDOSS E. (1978) szerint a medence aljzatában lévő kristályos tömeg nem ősi, merev „köztes tömeg”, hanem túlnyomóan neogén köpenyboltozat, amely az Eurázsiai-masszívum felé, a Földközi-tenger övezetéből a késő mezozoikum-paleogén során idemozgatott „mikro lemezdarabokból áll és köztes mikroóceánok” szubdukciós összerázódása eredményeként egészen fiatalon alakult ki. Értelmezése szerint a pannon térség mikrolemezei Afrika közeledése és az Ukrán-pajzsról letört Moesia-tábla rotációs elcsavarodása hatására nyerték el a Kárpátok mai ívelésüket a miocén elejére (SZÁDECZKY-KARDOSS E. 1978).





23. ábra. A Kárpát-medence és környéke nagyszerkezeti egységének származtatása és fő szerkezeti vonalak-felsőöligocén állapot (WEIN Gy. 1978). — 1 = felsőkréta-paleogén flis; 2 = a Tethys északi szegélyövezete (az eurázsiai selfszegély), a Helvetikum maradványainak helyzete; 3 = a Tethys középső (óceáni) kéregövezete, a Penninikum maradványai; 4 = a Tethys déli szegélyövezetéből - az afrikai self peremszegélyéről - a Penninikumra tolódott nagyszerkezeti egység; 5 = másodlagos alátolódási irányok; 6 = kontinentális lemez és mikrolemez mozgási-nyomási irányok; 7 = gömöri típusú alpi gránitok; 8 = paleogén (tonalitos) andezites magmatizmus; 9 = felsőkréta-eocén, bánáti típusú gránitos magmatizmus; 10 = jura-kréta alkáli diabáz (ofiolitos) magmatizmus; 11 = jura-alsókréta ultrabázisos magmatizmus, az óceáni kéreg szétnyílásának fő időszakában képződött ofiolit-övek; 12 = középsőtriász savanyú és bázisos magmatizmus



A Pannóniai-medence kialakulásának köpenyboltozatos és lemeztektonikai modellel való értelmezése ma még nem lezárt munkahipotézis, fejlődik, kiegészül, sőt módosul is.

A lemeztektonikai elvet és a hegységszerkezeti sajátosságokat is figyelembevéve, (WEIN GY. 1978) az alpi orogéneken belül a Kárpát-medence szerkezeti-morfológiai egységeit és azok származtatását egy tektonikai modell ábrán vázolta fel (23. ábra).

Bár az új globális tektonika elvét — eddigi eredményeit, definiált nevezéktan-kategóriát — már figyelembe vettük, mégis alkalmaznunk kellett a tradicionális geoszinklinális elmélet szám- és nevezéktani kategóriáját, mivel a lemeztektonika nevezéktana még nem elégséges a részletek kifejezésére és jellemzésére.

Ez azt jelenti, hogy a lemeztektonika alapján a klasszikus értelemben vett takaró hegységek és gyűrt-takarós morfostruktúrák fiatalabb „szirtöves” szubdukciós övezetek vagy idősebb, kétoldalú betoldásos övezetek mentén alakultak ki (pl. Maros-öv, Vardar-öv). Ez utóbbiak geomorfológiailag többnyire árkos sasbérc domborzatot formálnak. A betolódási övek előterét a betolódási övtől távolodóan mind idősebbé váló vulkáni hegysorok övezik (22. ábra).

A fiatal orogének eugeoszinklinálisai mentén a mélytengeri árkok zárultak. Az inaktívvá vált szubdukciós övek mentén neotektonikus mozgások hatására több km-re kiemelkedve erősen lepusztultak. Eközben váltak geomorfológiai értelemben különböző típusú hegységekké, takarós-gyűrt, töréses-gyűrt, gyűrtpikkelyes hegységekké. Ezek később tönkösödtek, majd esetenként árkos sasbércvonulatokká alakultak.

A Kárpát-Balkán régió geomorfológiai térképezése során azt tapasztaltuk, hogy a valóságban több hegységtípus fordul elő, mint amennyit akár a tradicionális tektonikai terminusok, akár a meglevő geomorfológiai kategóriák szerint ma megnevezni tudunk. Ezért halaszthatatlan feladat, hogy a sokféle geomorfológiai domborzati típus — morfostruktúrák — szabatos terminusokat kapjanak. Ezeket azonban csak analitikus és összehasonlító helyszíni morfogenetikai megfigyelés alapján lehet kimunkálni.

## IRODALOM

- Atlas Narodna Republika Bulgarija. 1973. — Balgarska Akademija na Naukite, Geografski institut po kartografija, Sofija, pp. 24-25, 28-29, 41, 44-45.
- BALOGH, K. — KÖRÖSSY, L. 1968. Tektonische Karte Ungarns (1: 1 000 000). — Acta Geologica, Budapest, 12. pp. 255-264.
- BECK-MANNAGETTA, P. 1974. Austrian Eastern Alps. Internal Zones. — Tectonics of the Carpathian-Balkan Regions. Geologicky Ústav D. Štúra. Bratislava. pp. 57-74.
- Carte géologique de l'Albanie (1: 200 000). 1967. — Ministère d'industrie et mines, Institut de recherches industrielles et minières. Tiranë.
- Carte géologique de la République Socialiste de Roumanie (1: 200 000). 1968. L. 35-XIV-20 Odorhei. — Bucarest.



- COTET, P. et. al. 1960. Hartă Geomorfologică (1: 1 500 000). — Monografia geografică Republicii Populare Romîne. Academia Republicii Populare Romîne und Academia Stiinte a U.R.S.S. 1. köt. Bucuresti.
- CUBRILOVIC, P.—PALAVESTRIC, L. 1967. et. al — Inzenjersko-geološke karta SFR Jugoslavije (1: 500 000). Beograd.
- DEMEK, J.—BALATKA, B.—CZUDEK, T. et.al. 1966. Geomorfologie I. (1: 1 000 000). — Atlas Československé socialistické republiky. Ústřední správa geodézie a kartografie. Praha, p.11.
- DEWEY, J. F.—BIRD, J. M. 1970. Mountain Belts and the New Global Tectonics. — Journal of Geophysical Research, Washington, pp. 3179-3206.
- DIMITRIJEVIĆ, M. D. 1974. Tectonics of the Dinarides: Implications on Tertiary Vulcanism. — Acta Geologica, Budapest, 18, pp. 457-464.
- FINK, J. 1966. Die Paläogeographie der Donau. — Limnologie der Donau. Stuttgart. pp. 1-50.
- FRISCH, W. 1977. Plate-Tectonic Evolution of the Eastern Alps. — Acta Geologica, Budapest, 21, pp. 223-228.
- GELLERT, J. F. 1973. Die Geomorphologische Generalkarte der Deutschen Demokratischen Republik im Maßstab 1: 1,5 Mio. und deren Beziehung zur Internationalen Geomorphologischen Karte von Europa 1: 2,5 Mio. — Petermanns Geographische Mitteilungen, Gotha-Leipzig 117, pp. 76-79. Karte 2.
- Geologische Übersichtskarte der Republik Österreich (1: 1 000 000). Bearbeitet von P. BECK-MANNAGETTA. 1963. Atlas der Republik Österreich. — Österreichische Akademie der Wissenschaften. Wien, p. II/3.
- GWINNER, M. P. 1971. Geologie der Alpen. — Stuttgart. 477 p.
- HRUBIN, Ju. L.—ZAMORIJ, P. K. et. al. 1969. Geomorfologična karta Ukraïns'koï RSR (1: 2 500 000). — PAN'KO, A. Y.—SCERVAN', M. Y.—MARYNIC, O. M. Fyzyczna heohrafiya Ukraïns'koï RSR Kiev.
- KLIMASZEWSKI, M. 1968. Problems of the Detailed Geomorphological Map. — Folia Geographica, Series geographica-physica, Kraków, 2. pp. 7-9.
- MAHEL, M. 1974. Tectonics of the Carpathian-Balkan Region. — Explanation to the Tectonic Map of Carpathian-Balkan Regions and their Foreland (1: 1 000 000). Bratislava, 453 p.
- MATULA, M. 1965. Regional Engineering Geology of the Czechoslovak Carpathians. — Geological Map of Slovakia (1: 500 000). Bratislava.
- NEUGEBAUER, G. 1973. Geomorphologische Übersichtskarte des westlichen Mitteleuropa (1: 1 000 000). — Braunschweig.
- PÉCSI, M. 1970. Geomorphological Regions of Hungary. — Studies in Geography in Hungary, 6. Akad. K. Budapest, 45 p.
- PÉCSI, M. 1976. A Kárpát-Balkán térség geomorfológiai térképe (1: 1 000 000). — Földr.Ért. 25. 2-4. pp. 191-207.
- PÉCSI, M. 1977. Geomorphological Map of the Carpathian and Balkan Regions (1: 1 000 000). — Studia Geomorphologica Carpatho-Balkanica, 11. Kraków, pp. 30-31.
- POMODANOVA, A. P. 1960. Cervetynnyj period - Plejstocenova epoha - Poljs'kyj vĕk (1: 2 500 000). — Atlas paleoheohraficnych kart Ukraïns'koï Moldavs'koï RSR. Akademija nauk URSS, Instytut heolohicnych nauk. Kiev, p. 72.
- PRINZ Gy. 1926. Magyarország földrajza. — Dunántúli Tud. Gyűjt. Pécs. 202 p.
- RÜHLE, E.—MOJSKI, J. E. 1968. Quaternary. Geological Atlas of Poland (1: 2 000 000). — Geological Institute. Red. J. ZNOSKO, Warszawa, Karte 8.
- SFR Jugoslavija - Geološka karta (1: 500 000) 1970. — Savezni Geološki Zavod. Beograd, p. 6.
- STEGEN L. 1972. Lemeztectonika, Téthys és a Magyar Medence. — Földt. Közl. 102. pp. 280-300.
- SZÁDECZKY-KARDOSS E. 1971. Az új globális tektonika mozgásmechanizmusa és kapcsolatai a Föld és fejlődésével. — Geonómia és Bányászat, Budapest, 3, 89 p.
- SZÁDECZKY-KARDOSS E. 1973. A Kárpát-Pannon terület szubdukciós övezetei. — Földt. Közl. 103, pp. 224-244.



- SZÁDECZKY-KARDOSS, E. 1974. Alpiner Magmatismus und Plattentektonik des karpatischen Beckensystems. — *Acta Geologica*, 18. pp. 213-233.
- SZÁDECZKY-KARDOSS E. 1978. Tisia és lemeztektonika. — *Földr. Közl. Budapest*, 26. (102) pp. 305-315.
- Tektonski stroez na Bălgarija. 1971. Red. JOVCEV. — *Sofija*.
- WEIN, Gy. 1969. Tectonic Review of the Neogene-Covered Areas of Hungary. — *Acta Geologica*, 13. pp. 399-436.
- WEIN Gy. 1978. A Kárpát-medence alpi tektogenezise. — *MÁFI Évi Jel. az 1976. évről. Budapest*, pp. 245-256.
- ZACHOS, K.—MARATOS, G. 1965. Carte metallogénique de la Grèce (1:1 000 000). — *Institute for Geology and Subsurface Research. Athènes*.



# A vértesszőlősi alsópaleolit lelőhely geomorfológiai helyzete és kora \*

## 1. A lelőhely felfedezése

A Vértesszőlős—Tata környéki kutatási terület kiválasztására és részletes vizsgálatára a középhegység Duna-teraszainak áttekintő geomorfológiai térképezése és morfogenetikai értékelése (PÉCSI M. 1959) után került sor, mivel az MTA Földrajztudományi Kutató Intézetben akkor kezdtük el a részletes geomorfológiai térképezés módszereinek és technikájának kidolgozását. Az 1960-as évek elején az Eötvös Loránd Tudományegyetem földrajz szakos hallgatóit geomorfológiai térképezésre tanítottam. A hallgatók nyári terepgyakorlatát azért is veztettem több éven át erre a vidékre, mert a kisebb folyóvölgy geomorfológiai formáit és fejlődéstörténetét néhány heti terepbejárással könnyebben lehetett szemléltetni. Másrészt a mellékfolyó és a Duna teraszainak pontos korrelálása a geomorfológiának nemcsak lokális, hanem általános problémája volt.

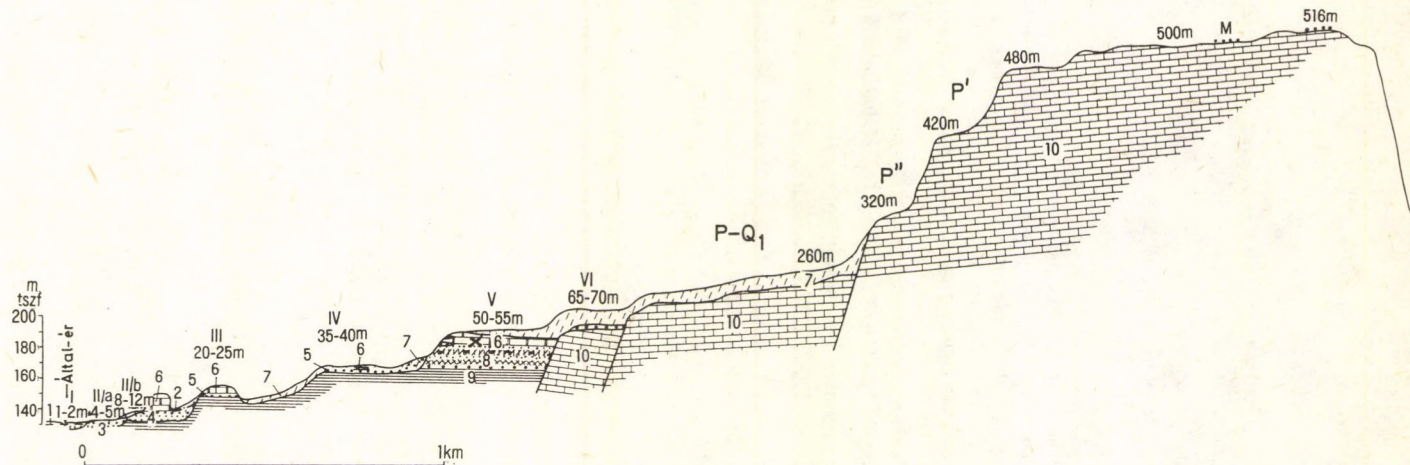
Ilyen vizsgálatra különösen előnyös lehetőségeket kínált az a körülmény, hogy a Tatai-folyó teraszait csakúgy, mint a Duna többi teraszát nagyobb foltokban édesvízi mészkőtakaró fedte be és konzerválta. Vértesszőlősen, a Tatai-folyó ártere felett az ötödik teraszra 8—10 m vastag és jelentős kiterjedésű édesvízi mészkőtakaró települt (1—3. ábra.). A jól faragható mészkövet már a római idők óta fejtették építkezési célokra. 1962 nyarán az egyetemi hallgatók terepgyakorlata során részletesen vizsgáltuk a kőfejtők feltárásaiban az édesvízi mészkő és a rajta települő lösz rétegződési viszonyait, továbbá a két különböző képződmény érintkezési felületén előforduló deráziós völgyeléseket (delléket).

1962 nyarán a szelvényezés közben emberkéz által megmunkált kvarckavics eszközök tömegét szedtem ki a lazábban kötött édesvízi mészkőrétegekből és a közbe zárt löszből. A kavicseszközökkel kisebb-nagyobb égett csontdarabok is előkerültek: ezek együtt több vékony rétegben megismétlődtek (4. ábra). Egyértelmű volt a felismerésem, hogy ősemberi telephelyre leltünk, méghozzá nem is mindennapi ős-kultúrleletre, hanem Magyarország legrégebbi és Európa egyik legősibb kavicseszköz-„ipara” kerüli napvilágra. Megalapozottnak véltem ilyen következtetést levonni a környéken és a Duna-völgy hosszú szakaszán korábban végzett terasz-morfológiai-kronológiai vizsgálataim eredményei alapján. A vértesszőlősi paleolit leletet magába záró édesvízi mészkőösszet egyenlő a Tatai-folyó alsópleisztocén hordalékkúp-teraszára telepszik. Ennek a geológiai, geomorfológiai helyzetnek az ismeretében a löszrétegekkel tagolt vértesszőlősi édesvízi mészkőösszetet (ártér felett 60—70 m relatív magasságban) mindelőző képződménynek datáltam (PÉCSI M. 1973).

A vértesszőlősi alsópaleolit leletek ilyen idős korára, ill. a feltárás jelentőségére vonatkozó véleményem egy ideig kétkedésre talált — nemcsak a terepgyakorlaton részt vevő és az első feltáró munkában közreműködő MÉSZÁROS Imre egyetemi asszisztens, hanem — VÉRTES László ősrégész részéről is. Az először begyűjtött kavicseszközöket ugyanis neki adtam át részletes geomorfológiai, geokronológiai információkkal és értékeléssel, hogy a vértesszőlősi lelet régészeti feldolgozását végezze tovább.

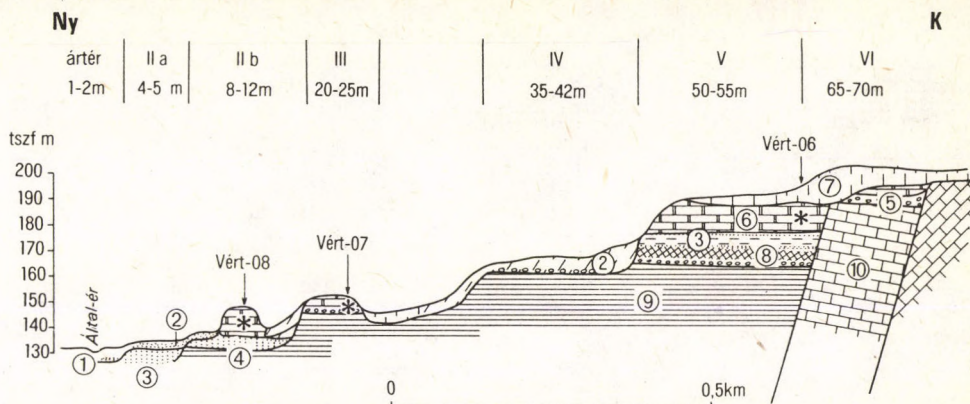
\*Vértesszőlős site, man and culture. Akad. K. Budapest. 1990. pp. 27-41. (rövidített szöveg)





1. ábra. A Nyugati-Gerecse geomorfológiai szintjei. — I = jelenkori ártér; II/a = első ármentes terasz (würm); II/b = második ármentes terasz (riss-wurm, riss); III = riss<sub>1</sub> terasz; IV = mindel terasz; V = günz terasz; VI = pregünz terasz; P—Q<sub>1</sub> = pliocén-negyedidőszak eleji hegyláb felszín; P'—P'' = felsőmiocén abrázációs szintek; M = miocén terasztrikus kavics (mezozoikum végi tönkfelszín, az oligocén-miocénban pedimentációs folyamatok átformálták, a pliocén-pleisztocén folyamán kiemelkedett); 1 = holocén allúvium; 2 = barna erdőtalaj; 3—4 = kavics és homok az alacsony teraszon; 5 = vékony kavicsréteg a magasabb teraszon; 6 = travertino; 7 = lösz, lejtőlösz; 8 = helyi törmelékkúp vörösgyaggal keverve; 9 = harmadidőszaki agyag, homok; 10 = triász mészkő





2. ábra. A Tatai-medence teraszainak és édesvízi mészköveinek helyzete Vértesszőlősnél. — 1 = jelenkori ártér; 2 = lejtőüledék; 3—4 = az alacsony terasz kavics és homok lerakódásai; 5 = a magasabb terasz kavicsanyaga; 6 = édesvízi mészkövek; 7 = lösz, lejtőlösz; 8 = helyi hordalékkúpok vörös agyaggal; 9 = harmadidőszaki agyag, homok; 10 = triász mészkő

#### Mintavétel helyei

Vért-08 Th/U  $135^{+12}_{-11}$  ka ESR  $123 \pm 25$  ka

Vért-07 Th/U  $248^{+00}_{-67}$  ka ESR  $202 \pm 20$  ka

Vért-06 Th/U  $227^{+53}_{-37}$  ka ESR  $386 \pm 39$  ka

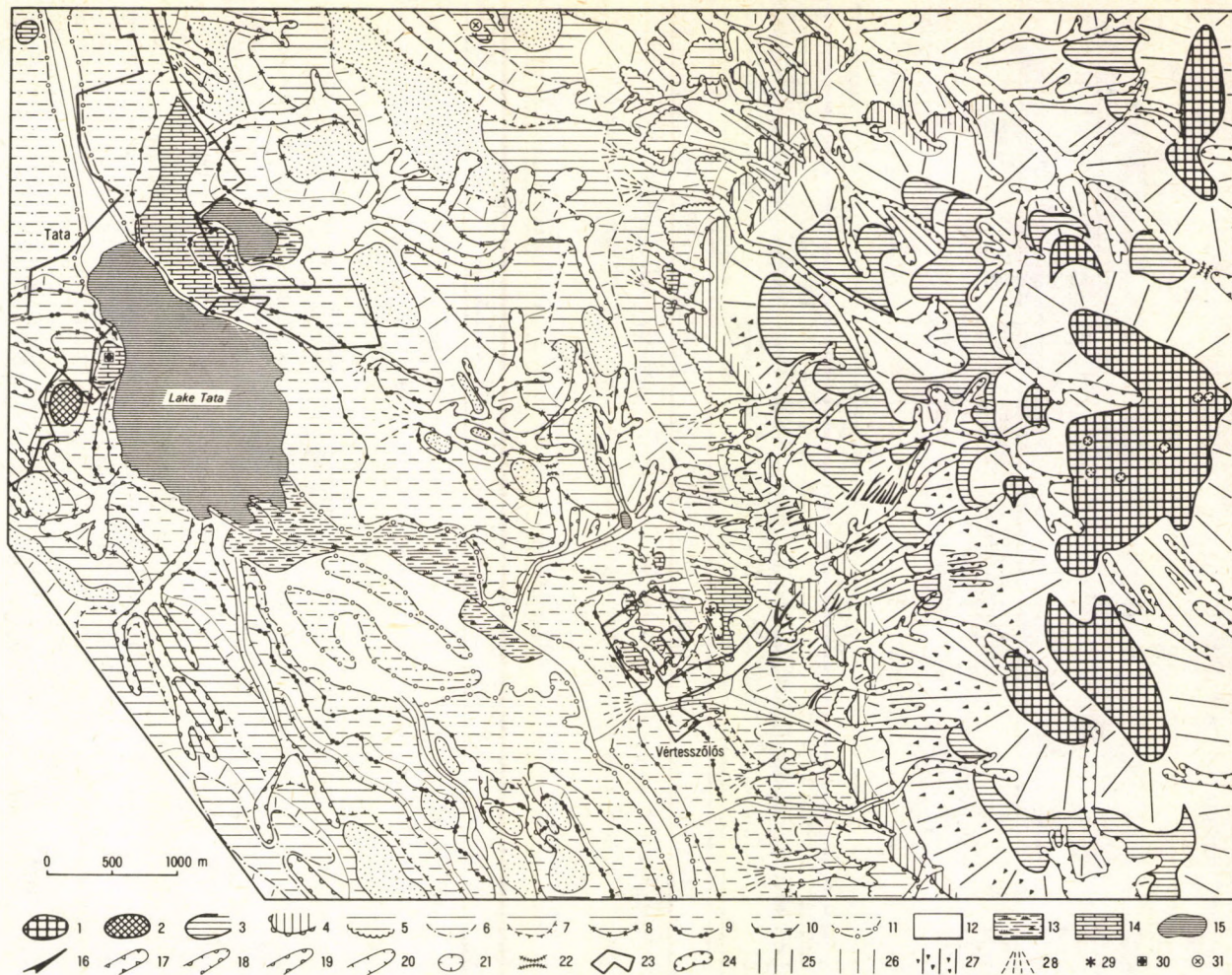
A meglepő, de határozott kronológiai helyzet- és problémafelvetésem után kialakult kezdeti vitákat VÉRTES L. (1969) jóvoltából hamarosan sokoldalú és energikus kutató és feldolgozó munka követte (KRETZOI M.—VÉRTES L. 1964, 1965; THOMA L. 1967). Sajnos, VÉRTES L. korai halála megszakította a feldolgozás folyamatos menetét, és lelassította a vértesszőlői kultúrára vonatkozó összefoglaló monográfia megírását.

Amikor VÉRTES L. tőlem az eszközöket átvette, úgy vélekedett, hogy azok az általa korábban részletesen feldolgozott, a tatai kultúra valamilyen változatához hasonlóak, tehát mousterien korúak lehetnek. A tatai kultúra is édesvízi mészkőösszlet közé telexszik, de Tatán az édesvízi mészkőelfordulás a Tatai-folyó második ármentes teraszán ül — mondtam neki —, míg Vértesszőlősn három terasszal magasabb helyzetben, tehát jóval idősebb rétegek között. VÉRTES L. ezt az ellentmondást úgy akarta értelmezni, hogy a vértesszőlői kultúrelétek is tatai típusúak, és így édesvízi mészkőbarlangban élt ősember eszközeinek maradványai, mely barlang utólag beomlott.

VÉRTES L. (1969) a kezdeti vitánk zöngéit dramatizálta — a lényegnek megfelelően korrektül — a „Kavicsösvény” című (posztumusz) könyvének elején. A kezdeti éles szakmai viták után vagy két évig nem is találkoztunk, sok más irányú munkám miatt nem is tudtam érdeklődni, hogy VÉRTES L. barátom mit csinált a neki átadott ősrégészeti anyaggal. Amikor 1964 tavaszán újra találkoztunk, örömmel újságolta, hogy nekem volt igazam, és a „vértesszőlői leletek” egykorúak a Tatai-folyó negyedik<sup>1</sup> ármentes teraszára települt édesvízi mészkő geológiai korával. Tehát a „tatai kultúránál” sokkal idősebbek, és az eddig ismeretlen alsópaleolitik kultúrát régészetiileg már nagyobbbrészt fel is tártá, sőt emberfogakat is talált.

<sup>1</sup>Jelenleg a szóban forgó teraszszintet ötödik ármentes terasznak tartom.







Nem csak akkor lepődtem meg, amikor VÉRTES L. közölte velem, hogy a lelőhellyel egy életre szóló kutatási feladattal ajándékozta meg, hanem ezután többször is. Megcsodáltam energiáját, ügybuzgalmát, amellyel az első, majd a második feltárást vezette, szervezőkészségét, amellyel a hazai munkatársak tudós csoportját, külföldi, a szakmában világhírű régészeket is bevonta a nem mindennapi tudományos kérdések megoldásába. Végül a telepet impozáns szabadtéri múzeummá építette ki.

Megdöbbenő volt számomra, amikor 1968 nyarán hirtelen halálának hírért vettem, s elszomorodva gondoltam arra, hogy sokéves energikus, lelkes kutató és önművelő munkájának koronáját, Vértesszőlős monografikus művét, vele közösen már nem tudjuk befejezni.

## 2. Vértesszőlős és környéke geomorfológiai helyzete

Vértesszőlős kisközség Tatabánya és Tata között a Bécs—Budapest vasútvonal mentén, az autót út közelében, a Duna mellékpartjának, az Ős-Által-érnek, a Tatai-folyó-nak a pleisztocén teraszain települt. A falusi település egyik régi utcasora felnyúlik a Gerecse hegylábfelszínét keresztező száraz völgybe is. A paleolit lelőhely a település magasabb fekvésű részének közvetlen szomszédságában, egy travertino bányából került elő. A Tatai-folyó 60 m magas teraszán képződött, 8—10 m vastag édesvízi mészkőtakaró rétegei zárták maguk közé az ősember eszközeit, sőt lábnyomait is.

Az egykori kőbánya feltárások pereméről jól áttekinthető a vértesszőlősi szabadtéri múzeum, és remek a kilátás végig a Tatai-folyó teraszos völgyére, amely a magyar Kisalföldet és a Vértest—Gerecsét egymástól elkülöníti. Hegységszerkezetileg fontos tektonikus törésvonal mentén alakult ki a völgy, amelynek jobb oldalát mezozoós mészkőből és dolomitból felépült, 360—550 m magas sasbércek keretezik (1. ábra). A sasbércek a Tatai-folyó teraszos völgyéhez szélesebb-keskenyebb hegylábi lejtővel kapcsolódnak.

A Vértesszőlős É-i előterében viszont széles a hegylábi felszín, amelynek harmadidőszaki homokos-agyagos üledékekből álló lejtőjét (220—200 m tszf.) alsópleisztocén hordalékkúp-anyag borítja. Felszínét kis patakok enyhén felvölgyelték. A gerecsei sasbércek oldalában a legmagasabb helyzetű törmelékkúpok 300—350 m magasságig is felkapaszkodnak. Gyakoribb és jellegzetesebb ugyanitt a 235—250 m-es és a 180—190 m tszf-i magasságban sorakozó alsópleisztocén törmelékkúpok sorozata. Ez utóbbi törmelékkúpok hordaléka a sasbércek rögzítőitől nem nagyon messze (párszáz méterre) már keveredett az Által-ér (Tatai-folyó) kavicsaival (4. ábra). Ez a kb. 180 m tszf-i magasságú hordalékkúp az alapja Vértesszőlőson az ősemberi eszközöket magába záró édesvízi mészkőtakarónak.

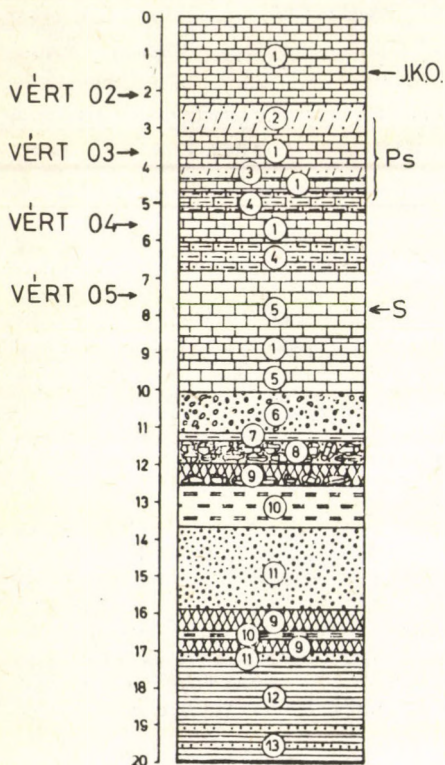
3. ábra. Vértesszőlős és Tata környékének geomorfológiai térképe (PÉCSI M. és SCHWEITZER F. 1: 10 000 méretarányú kéziratos térképének alapján kicsinyítve). — 1 = Gerecse mezozoós sasbérceinek tető-felszíne; 2 = a Tatai-Kálvária-hegy küszöbhelyzetű sasbérc; 3 = pannóniai tengeri terasz maradvány; 4 = hegylábi felszín helyenként két szintben; 5-10 = terasz-szintek (VI, V., IV., III., IIb., IIa. sz.); 11 = magasátér (I. sz. terasz); 12 = alacsonyátér; 13 = időszakosan nedves átér; 14 = édesvízi mészkővel fedett teraszok; 15 = tó; 16 = eróziós vízmósás; 17 = karsztos völgy; 18 = eróziós-deráziós völgyek; 19 = deráziós völgyek; 20 = lapos, széles eróziós völgyek; 21 = dolinák; 22 = nyereg; 23 = települések; 24 = bányagödör; 25 = meredek lejtő; 26 = enyhe lejtő; 27 = karos lejtő; 28 = hordalékkúp; 29 = Vértesszőlős paleolit telephelye; 30 = Tata paleolit telephelye; 31 = Kenderhegy paleolit telephelye



A Tatai-folyó alluviális völgytalpját mindkét oldalán hosszabb szakaszon át (Környétől Tataig, sőt csaknem a Dunáig) *alacsonyabb teraszok* (II/a. és II/b.) kísérik végig. A magasabb teraszok (IV., V. és VI.) már csak töredékesen maradtak meg. A legösszefüggőbbek Környe és Tatabánya-Kertváros között a bal parti szakaszon ill. Vértesszőlős és Agostyán között a jobb parton (3. ábra).

Az Által-ér- völgy (Tatai-folyó) bal oldalán, a Vértess előteri szakaszon Tatabánya-Kertvárosig húzódó IV.sz. terasz tulajdonképpen egy nagy kiterjedésű hordalékkúp volt. Az Által-ér jelenlegi DNY—ÉK-i irányú felső völgyszakaszának a kimélyítése előtt a Vértessel lefutó patakok a Duna alsópleisztocén kori hordalékkúpjáig építették saját törmelékűkjukat (4. ábra).

A Tatai-folyó kavicsa nem csupán mészkő és dolomit görgelékekből áll, mint az a hegységi vízgyűjtő terület közettani felépítése alapján várható lenne. Jelentős százalékban fordul elő kvarckavics egy jól görgetett és alig görgetett elegyrésszel. Feltűnő a sötétszürke kalciteres mészkő kavicsok jelenléte. Ez utóbbiakat a Móri-árok É-i előteréből is jól ismerjük, és a kvarc, kvarcit görgelékekkel együtt az Által-ér forrásvidékéről származnak. Ezeket a „Bakonyt befedő” oligo-miocén terasztrikus kavicsokat az Által-ér újra átdolgozta és a helyi patakok által a völgyoldalra szállított karbonátos kavicsokkal összekeverte. Az Által-ér kavicsai közettani összetételéből és különböző mértékben görgetett kvarckavicsokból arra is következtethetünk, hogy ez utóbbiak egy része a vízgyűjtő dombsági részeiről az oligocén és a pannóniai üledékekből is áthordódhatott. Az Ős-Által-ér (Tatai-folyó) III., IV. teraszának hordaléka között gyakran előfordulnak olyan 2-3 cm átmérőjű kvarckavicsok, amelyek a vértesszőlősi kavicseszközök anyagát is képezik. Más szóval a *kavicseszközök várhatóan azért nem nagyobbak, mert a közelben található Által-ér hordalék kvarckavicsa 2—3 cm átmérőnél általában nem nagyobb.*



4. ábra. A vértesszőlősi alsópaleolit I. sz. lelőhelyének rétegsora. — 1—5 = édesvízi mészkőösszet; 1 = ritmososan képződött laza szerkezetű vékonyapados travertino; 2 = rétegzett homokos lösz; 3 = mésziszapos finomhomok; 4 = mésziszap; 5 = tömör, vastagapados travertino; 6—11 = alluviális, proluviális üledékek és fosszilis talajok összelete; 6 = durva homok és aprókavics, uralkodóan mészkő-kavics, alárendelten kvarc; 7 = okkersárga agyag; 8 = helyi hordalékkúp durva mészkő-kavicsa és a Tatai-folyó apró kavicsa együtt, átmérő max. 10—15 cm; 9 = vöröses-okkersárga agyagtalaj; 10 = tarkaagyag; 11 = homokos aprókavics; 12—13 = oligocén agyag, homok betelepüléssel; Ps = a kvarckavics eszközök, csontmaradványok és tűzhelyek fő lelőhelye; S = a koponya lelőhelyének szintje; J.K.O. = Th/U — J.K. OSMOND datálása szerinti kor >350 ka

Th/U G.J.HENNIG és társai szerinti datálás (1983)

Vért-02 Th/U  $128^{+20}_{-12}$  ka\* ESR  $127 \pm 13$  ka\*

Vért-03 Th/U  $217^{+40}_{-28}$  ka\* ESR  $245 \pm 25$  ka\*

Vért-04 Th/U  $325^{+00}_{-60}$  ka ESR  $172 \pm 17$  ka\*

Vért-05 Th/U 350 — ka ESR  $333 \pm 17$  ka

\* szennyezett minták



A Tatai-folyó völgyének földtörténeti kialakulását alapvetően a teraszmorfológiai helyzetfelmérés adja meg. A teraszok rögzítik ugyanis legjobban a völgyfejlődés egyes szakaszait, és ezért geomorfológiai helyzetük alapján megbízható relatív kronológiai tagolás végezhető el. Nagyon fontos geológiai és geomorfológiai tény továbbá az is, hogy a Tatai-folyó teraszaira — Vértesszőlős és Tata környéki szelvényekben — több esetben is édesvízi mészkőtakaró települ (3. ábra). Az édesvízi mészkő nemcsak a Tatai-folyó teraszain, hanem a Duna különböző magasságú teraszain is rendre megtalálható a Gerecse és a Budai-hegység peremén.

Az édesvízi mészkőösszletek számos esetben — egyes szelvényekben rendszeresen — közvetlenül a folyóvízi teraszokra települnek. Ebből az összefüggésből természetesnek tűnik az a következtetés, hogy a Gerecse és Budai-hegység környéki teraszok és a rájuk települő édesvízi mészkőösszletek kialakulási körülményei között szoros kapcsolatot, képződésük kora között pedig közvetlen egymásutániséget tételezünk fel (PÉCSI M. 1959, 1973; PÉCSI M. és társai 1985). Ennek az összefüggésnek a részletesebb feltárása és értelmezése érdekében a hetvenes években feltérképezték és kataszterezték a Budai- és a Gerecse-hegység valamennyi édesvízi mészkő előfordulását (SCHEUER Gy.—SCHWEITZER F. 1973, 1979, 1988). A részletes felmérés alapján kiderült, hogy csaknem valamennyi édesvízi mészkőelőfordulás a Duna teraszaihoz igazodó felszíneken, a mellékvölgyekben előfordulók pedig meghatározott geomorfológiai szintekben települnek.

### 3. A teraszok és az édesvízi mészkövek képződésének kapcsolata

A Gerecse és a Budai-hegység igen markáns tektonikus töréslépcsőkkel határolt. Ahol a Duna, ill. a Tatai-folyó eróziós tevékenysége során a töréses zónákat elzáró üledékeket eltávolította, langyos meleg és meleg vízű karbonátos források egész sora lát napvilágot. A források ma rendszeresen az ártéri szintben fakadnak, közvetlenül a triász kori mészkő-dolomit sasbércek peremén, karbonátos kőzetekből, többnyire az ártér peremén.

Előfordul azonban az is, hogy a források az ártéri völgytalpon fakadnak az allúvium alatt közvetlenül települő karsztos rétegekből (SCHEUER Gy.—SCHWEITZER F. 1973, 1988). Ilyen típusú langyos karsztvíz tör fel pl. a tatai Fényes-forrásoknál is.

A Gerecse és főként a Budai-hegység peremi langyos ill. meleg források vize nemcsak a nyíltkarsztból táplálkozik; többségük a töréslépcsők mentén a mélységi termálvizekkel elegyedett forrás.

*A Gerecse peremi folyóvízi teraszokra települt egyes édesvízi mészkőösszletekben olyan közbetelepült üledékeket és fosszilis talajképződményeket találtunk, amelyek alapján arra lehetett következtetni, hogy a forrástevékenység időszakonként alább hagyott, ill. megszűnt.* Ennek alapján úgy tűnik, hogy a folyók egyes teraszszintjein az édesvízi mészkőképződésben a mélységi termális víz kisebb elegyrészekkel vehetett részt.

#### *A domborzati, az éghajlati és a tektonikus tényezők szerepe az édesvízi mészkő- és a teraszképződésben*

A teraszok képződésének értelmezésénél mindig hangsúlyoznunk kell azt a körülményt, hogy sok teraszú völgyszakasz általában csak a tektonikusan emelkedő térszínen formálódik ki. Tartósan süllyedő medencében a folyók egymásra és egymás mellé halmozzák üledékeiket a nedves-meleg interglaciális jellegű és a glaciális hideg-száraz éghajlat alatt is (PÉCSI M. 1964). A lassan emelkedő hegységi szakaszokon a



folyóhordalék elszállítása a száraz-hideg glaciális klíma kifejlődése során lelassul, sőt a vízmennyiség nagymértékű megcsappanása miatt a folyómederben a felhalmozódás jut uralomra, a völgytalpak peremén pedig a folyóvízi üledékre szoliflukciós-eolikus anyagszállítással vastag lejtőösszcsősszet települ.

A glaciális éghajlati szakasz elején és végén és az interglaciálisban a folyók vízhozama megnövekszik, és a felhalmozott hordalékba a meder annyira bevágódik, hogy a kiszélesedett jégkori völgytalp ármentes terasszá alakulhat át. Ez az ún. klimatikus teraszképződési modell azonban csak speciális esetekben ilyen egyszerű.

A Magyar-középhegységben a Duna idősebb teraszlépcsőinek az egymás fölötti magassága (30—50 m) jóval meghaladja a teraszanyag, az alluvium maximális (a Duna esetében pl. 10—15 m) vastagságát. Ilyen méretű periglaciális peremi medererózió, 30—50 m-rel mélyebb szintű új völgytalp kialakulás még a Dunához hasonló nagy folyam esetében sem értelmezhető számottevő tektonikus elmozdulás nélkül. Azon a völgyszakaszon, ahol az emelkedés számottevő, és amikor a folyómeder bevágódását az éghajlati tényező is elősegíti, a völgybemélyülés felfokozódik, és az alluvium vastagságánál nagyobb magasságú teraszlépcső képződik.

A tektonikus tényező hatásai és az annak folyamatában lezajló glaciális-interglaciális klímaváltozások okozta eltérő eróziós hatások együttes eredőit a teraszképződésre csak általánosítva fogalmazhatjuk meg. Eszerint a glaciális szakaszok alatt többnyire a terasz-felkavicsolódás, az interglaciálisok alatt a völgykímélülés uralkodhatott. Ez azonban nem kizárólagos szabály, mert emelkedő rögök előtt tektonikus okok miatt az éghajlati hatás észrevehetően nem érvényesül, továbbá az interglaciális során is a felhalmozódás a domináló.

Az édesvízi mészkőösszletek képződése, a folyóvízi alluviális hordalékokon nagy részben a melegebb-nedvesebb éghajlati szakaszokra esett (pliocén, preglaciális, interglaciális, interstadiális, posztglaciális szakaszok alatt). Ez az általános tétel sem jelenti azt, hogy az édesvízi mészkőképződés a glaciálisok kezdeti szakaszán az ún. anaglaciálisok hűvösebb-nedvesebb (de még nem hideg-száraz) szakaszába ne nyúlhatott volna át.

Sokan vannak azon a nézeten, hogy a hideg-száraz periglaciális jellegű éghajlati feltételek között állandóan fagyott talaj alakult ki, és ezért a forrásműködés nagyon lecsökkent, ill. szünetelt. Az évi csapadék mennyisége ugyanis a 200—300 mm-t nem haladta meg, a hóolvadákvíz pedig a fagyott talajon felületi lefolyással távozott, így a beszivárgás a karsztos hegységekben is alárendelt szerepet játszhatott. Az édesvízi mészkőképződés azonban nemcsak a pleisztocén hideg-száraz időszakában, hanem egyes esetekben a meleg-száraz klímaszakaszok egy részében is szünetelt. Elvileg úgy értékelhetjük, hogy az édesvízi mészkőösszletekben közbetelepülő löszös-futóhomokos képződmények a hideg-száraz időszakok jelzői, míg a vörösbarna fosszilis talajok a meleg-száraz periódusok emlékét őrzik, melyek alatt a források elapadtak. SCHEUER Gy.—SCHWEITZER F. (1973, 1988) úgy találták, hogy a teraszokra települt különböző litológiájú édesvízi mészkőösszletek alkalmasak a képződésük alatt végbement éghajlati változások rekonstruálására. A forrásműködés megszakadását, szüneteit jelzik a közbezárt eolikus, szoliflukciós, delúviális üledékek, továbbá a periglaciális fagyaprózódás és a fagy okozta elváltozások. Kivételek azonban itt is vannak. Bár a források többsége a völgytalp peremén kerül felszínre, a háttérben fekvő teraszos lejtőről a lejtőleemosás, a forráserózió vagy kisebb patak által hordalék kerülhet a lerakódó édesvízi mészkő közé. A völgyoldali lejtőktől távolabb, az ártéren fakadó források mocsári-tavi típusú édesvízi mészkőrétegei közé pedig a főfolyó árvizei hordhattak homokos-iszapos üledéket. Ezeket nevezzük — a szorosabb értelemben vett — *szingenetikus üledékeknek*, amelyek *tehát nem a forrástevékenység tartós szünetelésének a tanúsítói*. Elkülönítésük a klímaváltozást jelző üledékektől nehéz, de a konkrét geomorfológiai helyzet tanulmányozása és értékelése ebben segíthet.



A vértesszőlősi édesvízi mészkő összlete a bányafeltárások, a bánya talpán mélyített fúrás és akna tanúsága szerint maximálisan 10—12 m vastag. Az összlet felső részében 2—1,5 m között, nem egyenletes vastagságban, 0,6—1,5 m rétegzett, finomhomokos lösz települ. Majd kb. 4 m mélységben mintegy 50 cm vastag mészsízapos homok ékelődik közbe. A kőbánya feltárásaiban aprókavicsos mészsízapos homokrétegecskék más helyzetben is előfordulnak, főként a Tatai-folyó felé eső peremeken. Az édesvízi mészkőre a Gerecse felé egyre jobban kivastagodó fiatal lösztakaró borul.

Az édesvízi mészkő alatt — a kutatóakna tanúsága szerint — patakfordalékon (triász mészkő kevésbé görgetett kavicsain) vörösayagos talaj telepszik, míg a fúrás szelvényéből (4. ábra) közvetlenül a travertinó alól durvahomokos, mészköves aprókavics került elő; ez is lokális képződménynek bizonyult.

A vértesszőlősi kőbánya édesvízi mészkőösszletének lerakódása interglaciális kori fosszilis vörösayagon kezdődött, miután egy mediterrán jellegű száraz-meleg klíma nedvesebbre fordult. Erre utal a 4. ábrán 8., 7., 6. jelzésű rétegek képződésének egymásutánja. Az édesvízi mészkőösszlet legalsó 3—4 méteres rétege uralkodóan vastagpados tömött szerkezetű kőzet, mely litológiai jellegére nézve minden bizonnyal interglaciális típusú képződmény. A feltárás felső harmadában települő rétegzett lösz szoliflukciós képződmény, mely mindenképpen hűvösebb-nedves — de nem hideg-száraz — glaciális éghajlati viszonyokra utal.

A bányafeltárásokban édesvízi mészkőre települő 1—5 m vastag lösz a fekűnél sokkal fiatalabb képződmény, a würm alatt képződhetett.

#### 4. A Duna és a Tatai-folyó teraszainak kapcsolata és geológiai koruk

A Tatai-folyó 51 km hosszú völgytalpa meglehetősen széles. Vértesszőlősnél — a Dunától kb. 15 km-re — a völgytalpi keresztzelvény eléri a fél kilométert is. Ez annak a következménye, hogy a jelenkori meder az ártéri szintjét helyenként csaknem az első ármentes terasz magasságáig feltöltötte.

A patak vízhozama csekély, közepes évi értéke 0,3 m<sup>3</sup>/s, legnagyobb vízhozama nyári záporok idején 13 m<sup>3</sup>/s. Árvizei a mederszabályozások és a víztározók építése előtt a széles ártéren ágakra szakadt medrekben és lápokban terültek szét.

A Duna árvizei idején maximálisan 5100 m<sup>3</sup> vizet szállít, és ilyenkor árvízi szintje magasabb, mint a Tatai-folyó völgytalpának torkolati szakasza. Ezért a mellékfolyó ilyenkor visszaduzzadt, és az ártér tölcserzerűen kiszélesedett. Ezen a szakaszon a feltöltődés és a láposodás is erősebb, mint a vértesszőlősi szelvényben vagy attól D-re, a folyással ellenkező irányban.

A Tatai-folyó völgytalpának feltöltődését jelentékenyen elősegítették a környező hegyekből és dombokról lefutó patakok, amelyeknek finom lösziszapos hordaléka az ártér peremén rakódott le. Ez is jelentősen hozzájárult az ártér és az első ármentes terasz közötti határozott alaktani határ elmosódásához. Szakaszonként még az első és a második ármentes terasz közötti néhány méteres lépcsőt is kiegyengették a homokos iszapból, homokból felépült prolúviális, lapos törmelékkúpok.

A Tatai-folyó ártérének feltöltéséhez hozzájárultak a víztározók is. A Tatai-tó évszázadok óta üledékgyűjtő, sőt valószínű, hogy már a római légiók megépítették, mert az őszi nyíli hídfőhöz Tatáról vezették az ivóvizet.



#### 4.1. Ártéri szintek

A Tatai-folyó völgytalpán egy ártéri szint mutatható ki; az sem különül el élesen az 1,5—2 m-rel magasabb első ármentes terasztól.

Ezzel szemben a Dunának két ártéri szintje van; a magasártér 5—6 m, az alacsonyártér 3—4 m viszonylagos magasságú a kisvízi szinthez viszonyítva. Mindkét szint holocén korú, mert az e szintekhez tartozó dunai kavicsok között jelenkori fatörzsek maradványai és még római kori téгла- és cserépdarabok is előfordulnak mint folyóvízi hordalékok. A Duna magasártéri szintjét csak a legnagyobb árvizek alakítják, az alacsonyártérhez a holt medrek eliszaposodott mélyedései tartoznak. A Tatai-folyó ártere a Duna alacsonyártéri szintjébe süllyed. A Duna jelenkori medrének közelében (az 5—6 m-es magasártér szintjéig) olyan jelentős mértékű felhalmozást végzett, hogy a Tatai-folyó első terasza a torkolati szakaszon alacsonyabb, mint a Duna magasártere (1—2. táblázat).

1. táblázat. A Duna ártéri szintjei és teraszai a Tatai-folyó torkolatánál

Megnevezés	Kor	Viszonylagos magasság, m	Tsrf-i magasság, m
1. Alacsonyártér, I/a. sz. szint	holocén	0—3	107
2. Magasártér, I/b. sz. szint	holocén	3—6	110
3. Első ármentes (II/a. sz.) terasz	würm	8—12	112—115
4. Második ármentes (II/b. sz.) terasz	rissz—riss-würm	16—20	118—124
5. Harmadik ármentes (III. sz.) terasz	riss	kb. 35	kb. 140
6. Negyedik (IV. sz.) terasz	mindel	55—70	160—175 <sup>++</sup>
7. Ötödik (V. sz.) terasz	günz	85—100	190—205 <sup>++</sup>
8. Hatodik (VI. sz.) terasz	dunai II	130—170	235—280
9. Hetedik (VII. sz.) terasz	P3/Q1	190—210	300—320

<sup>++</sup> Magassági helyzete erősen deformálódott

#### 4.2. Az első ármentes (II/a.sz.) terasz kialakulásának kora

4.2.1. A Duna II/a. számmal jelölt első ármentes terasza kavicsos-homokos üledékének felhalmozódását az újpleisztocén végére, pontosabban a würm glaciális második felére helyeztem (PÉCSI M. 1959, 1964, 1971). A terasz-kavics felszínén periglaciális krioturbáció formamaradványaiból arra következtettem, hogy a würm végi hideg maximum alatt az ártéri felszínen képződtek ezek a fagyjelenségek. E teraszon lösz már nem képződött, rendszerint csak vékonyabb futóhomok vagy löszös iszap borítja be.

Helyenként holocén kori buckák, parti dűnék emelik meg pár méterrel a terasz felszínét. A terasz-kavicsból több helyen is *Elephas primigenius* zápfogak kerültek elő; e leletek alapján is a terasz újpleisztocén korát lehet feltételezni.

4.2.2. A Tatai-folyó II/a.sz. terasza a Dunával egyező korúnak látszik. Würm végi krioturbáció nyomai ennek felszínén is előfordulnak. A terasz ártér felőli részére helyenként jelenkori allúvium rakódott, ill. a II/b.sz. terasz felé eső részét az oldalpatakok



2. táblázat. A Tatai-folyó ártere és teraszai a vértesszőlősi keresztmetszetben (a Dunától kb. 15 km-re)

Megnevezés	Kor	Viszonylagos magasság, m	Tszf-i magasság, m
1. Ártéri szint, helyenként megegyezik a mederszinttel		max. 1— 1,5	132—133
2. Első ármentes (II/a. sz.) terasz	würm	3— 4	135—136
3. Második (II/b. sz.) terasz	würm	8— 10	138—142
4. Harmadik (III. sz.) terasz	riss <sub>1</sub> , riss-würm	20— 25	155—158
5. Negyedik (IV. sz.) terasz	mindel	kb. 40	167—172
6. Ötödik (V. sz. hordalékkúp-) terasz	günz	kb. 55— 65	185—195
7. Hatodik terasz (VI. sz. hordalékkúpon)	günz	kb. 70— 80	kb. 210
8. Hegylábi felszín, hegységperemi törmelékkúp		90—130	kb. 220—260

prolúviuma fedte be és egyengette el. Egyéb korhatározó adat nem került elő. Tóvárosban a tóparti sétány mentén édesvízi mészkő telepszik a II/a.sz. teraszra.

### 4.3. A II/b. sz. teraszok kialakulásának kora

4.3.1. A Duna második (II/b.sz.) terasza kavicsos-homokos üledékének felhalmozódási idejét is az újpleisztocénba helyeztük, mégpedig először a würm jégkorszak elejére (PÉCSI M. 1959). Később több adat birtokában úgy találtuk, hogy az visszanyúlik legalább az utolsó interglaciálisba (riss-würm), sőt a fiatalabb rissbe is (PÉCSI M. 1965). E Duna-terasz felszínére utolsó jégkori szoliflukciós lejtőüledék és lösz egy összletben telepszik, amelyben helyenként 1—3 m fosszilis talaj is előfordult. Ahol a terasz felszínét nem fedte be lösztakaró, ott — pl. a kisalföldi Duna-szakaszon — igen erős periglaciális krioturbáció, 1,5—2 m-es „zsákos kavics poligonok”, „fagyékek” nyomai maradtak vissza. E teraszról néhány helyről *Elephas primigenius* idős formájának fogai kerültek elő. A II/b. sz. terasz üledéke részben interglaciális kori felhalmozódásának feltételezésére több körülmény és adat is utal. A terasz kavics felszínére — csak a hegységi, aránylag szűkebb völgyszakaszon — települő löszös, szoliflukciós üledéksor helyenként az egész utolsó glaciális magába foglalja, tehát az alatta fekvő folyóvízi üledék annál idősebb. Továbbá, ahol a teraszt vastag lösz borítja, a terasz kavics felszínén krioturbációs jelenségek nincsenek, ilyenek csak a takaró üledékekben fordulnak elő. A II/b. sz. teraszos üledékből előkerülő gerinces és molluszkfauna spektruma is többnyire interglaciális éghajlatra enged következtetni (KRETZOI M. 1953).

A Budai-hegység peremén, Óbudán, a II/b. sz. Duna-teraszra települt édesvízi mészkő abszolút korát PÉCSI M.—OSMOND J.K. (1973) Th/U elemzéssel 70 ezer, G. J. HENNIG és társai (1983) pedig 98 ezer évesnek határozták meg. Ez az adat is arra enged következtetni, hogy a II/b. sz. terasz felkavicsolódása az utolsó glaciálisnál idősebb és az azt megelőző interglaciális és a riss<sub>2</sub> idejére helyezhető.

4.3.2. A Tatai-folyó második (II/b.) sz. terasza nem annyira kavicsos, mint az első



terasz üledéke, többnyire homokból halmozódott fel (homokgödörök Vértesszőlősn és Tatabánya-Kertváros peremén). E terasz felszínére Vértesszőlősn és Tata-Óváros területén édesvízi mészkő telepszik, mely helyenként 8—10 m vastag. A terasz korának meghatározására jó lehetőséget nyújt egyrészt az, hogy a tatai gimnáziumnál előforduló édesvízi mészkőrétegekből tárták fel a mousterien korú ún. „Tatai paleolit kultúrát”. A leletek közül előkerült faszén radiokarbon meghatározása alapján több mint 50 ezer évesek (VÉRTES L. 1964).

Pontosabb kormeghatározás érdekében az édesvízi mészkövet Th/U módszerrel is megvizsgáltattuk (3. táblázat).

A Tatai-folyó II/b. sz. teraszán települt, 8 m vastag édesvízi mészkőből a vizsgált mintadarabot HAHN Gy. pontosan a tatai kultúrréteg fedőjéből gyűjtötte be. A TH/U elemzés szerint a mousteri kultúrát is magába záró édesvízi mészkő abszolút kora is 70—100 ezer éves. A forrásmészkő képződése tehát az utolsó interglaciális végén kezdődött, és átnyúlt a würm eleji hűvös-nedves időszakba is (3. táblázat). A travertinó fekéjében a II/b. sz. terasz képződése — teraszanyagának felhalmozódása, majd terasszá válása — végbemegetett az utolsó interglaciális elején, ill. kezdődhetett már a fiatal riss folyamán is.

3. táblázat. A Tatai-folyó teraszaira települt édesvízi mészkőszintek  $^{230}\text{Th}$ / $^{234}\text{U}$  és ESR vizsgálattal nyert abszolút kora (PÉCSI M.—OSMOND, J. 1973 és HENNIG, G.J. és társai 1983)

Megnevezés	J. OSMOND	G.J. HENNIG	
1. Tatai-folyó II/b. sz. teraszán települő édesvízi mészkő felső rétege a tatai gimnáziumnál	70 000 Th/U év	81 000 ESR,	98 000 Th/U év
2. Ugyanazon édesvízi mészkő köteg alsó része		127 000 ESR,	101 000 Th/U év
3. A II/b. sz. teraszra települő édesvízi mészkő Vértesszőlősnél		125 000 ESR,	135 000 Th/U év
4. A III/b. sz. teraszra települő édesvízi mészkő a vértesszőlői szelvényben		202 000 ESR,	248 000 Th/U év
5. Az V. sz. teraszon települő, a vértesszőlői ősember telephelyét magába záró édesvízi mészkő	> 350 000 Th/U év	393 000 ESR,	> 350 000 Th/U év

A tatai édesvízi mészkő és az óbudai édesvízi mészkő abszolút korának meghatározásával a Duna és közvetlen mellékfolyói második ármentes teraszainak kormeghatározása konkrétabbá vált, és lényegében alátámasztotta a korábbi geomorfológiai, geológiai adatok és módszerek alapján adott kormeghatározásokat.

A II/b. sz. terasz kialakulását tehát úgy értelmezhetjük, hogy annak felszíne a würm elején már a magasártérhez tartozott. A terasz kavics felhalmozódása a fiatal riss glaciális végén kezdődött és a riss-würm interglaciális elején még folytatódott. A R-W nagyobb részében ártér volt és ármentes terasszá a würm elején vált.



#### 4.4. A III. sz. teraszok kora

4.4.1. A *Tatai-folyó III. sz. terasza* a meder felett 24—25 m magasságú. A folyóvízi üledék fedőjéből származó édesvízi mészkőminták abszolút kora 202—248 ezer évesnek bizonyult (4. ábra, 3. táblázat). Ez időszakasz helyzetét az újabb pleisztocén kronológiai beosztásokon belül<sup>2</sup> is különböző módon értékelik. Egyesek „rövid pleisztocén”-ja szerint a 202—248 ezer évvel ezelőtti szakaszt az utolsó előtti interglaciális (Holstein) meleg szakasszal lehet azonosítani.

Ha azonban figyelembe vesszük a Tatai-folyó teraszainak geomorfológiai helyzetét, mely közvetlenül kapcsolódik a Duna III.sz. teraszához, akkor a kb. 200 ezer évesnek datált édesvízi mészkő itt a korai riss teraszon települhetett.

4.4.2. A *Duna és mellékfolyói III. sz. teraszának* korát az eddigi kutatások alapján is általában a riss glaciálisba helyeztük, de pontosabb besorolására nem volt elegendő adat. Itt jegyezzük meg, hogy a Duna III. sz. teraszán az óbudai Kiscelli-fennsík és a Tata-Magdolnapusztja édesvízi mészkőtakarójából vett minták Th/U elemzése J. K. OSMOND vizsgálata alapján — 175—190 ezer évvel — hasonló abszolút értékeket kapott, mint G. J. HENNIG és társainál (1983).

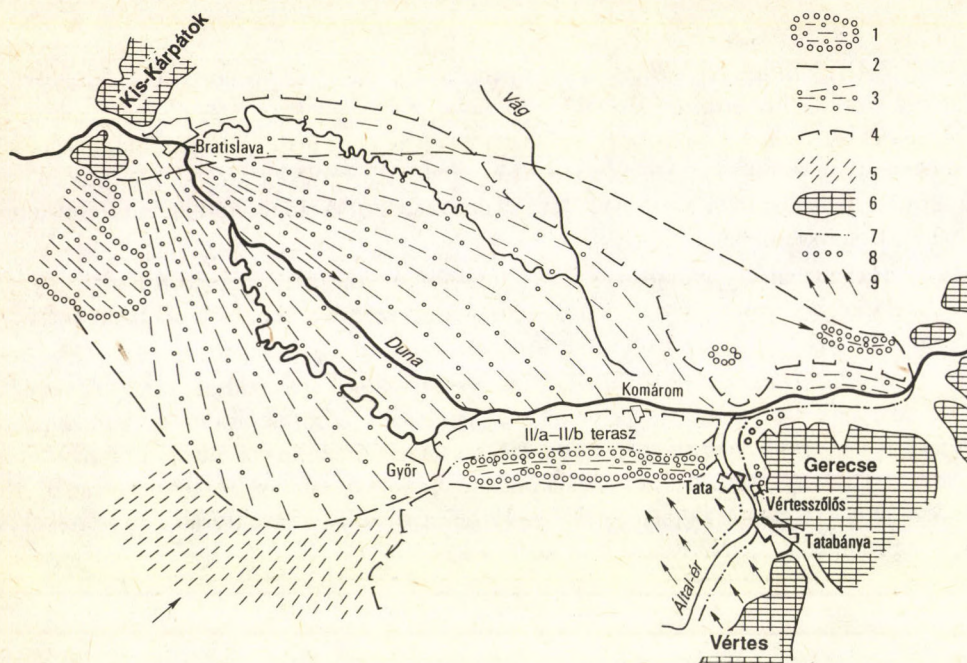
#### 4.5. A IV. sz. völgyi terasz és az idősebb hordalékkúp-terasz

4.5.1. A Duna-völgy hegységi szakaszán az ártér fölötti negyedik — eróziós-akumulációs — szint *völgyi terasz* formájában, a *hegységi elbtereken, a medencék felé átmenő szakaszokon* pedig mint *hordalékkúp-terasz* jelenik meg. A két terasztípus elkülönítését azért kell hangsúlyoznunk, mert kialakulási módjuk és főként időtartamuk számottevően eltér egymástól. Egy hordalékkúp-terasz felhalmozódási ideje alatt a hegységi völgyszakaszon akár 2—3 völgyterasz is kiképződött (PÉCSI M. 1959, 1964). A Dunának a kisalföldi, Győr és Tata közötti szakaszán négy ártér fölötti terasza van. A negyedik, a „legmagasabb”, 50—90 m relatív magasságú kavicsos hordalékkúp, a pliocéntól a mindel glaciális végéig képződött úgy, hogy egy összefüggő geológiai-geomorfológiai felszín, a kisalföldi „idősebb hordalékkúp-síkságot” alkotta (5. ábra). A Duna kavicsos hordalékát ezen az „idősebb hordalékkúp-síkságon”, a Gerecséig, az említett hosszú időszakon át térben egymás mellé és egymás fölé halmozta fel, lényegében teraszok képződése nélkül. Ennek az idősebb hordalékkúp-nak mint egységes geomorfológiai képződménynek a fejlődése — a Győri-medence fokozottabb süllyedésének kezdetén — a mindel-riss interglaciálisban szűnt meg. A Duna IV. sz. völgyi teraszai hordalékanyagának felhalmozódását — geológiai-geomorfológiai adatok alapján — a mindel glaciálisra lehetett rögzíteni (KRETZOI M. 1953, PÉCSI M. 1959).

4.5.2. Mialatt a Duna a Kisalföldön idősebb hordalékkúpját építette, azalatt a

<sup>2</sup>FAIRBRIDGE, R. W. 1968, EVANS, P. 1972. FRECHEN, J.—LIPPOLT, H. M. 1965. EMILIANI, C. 1966.



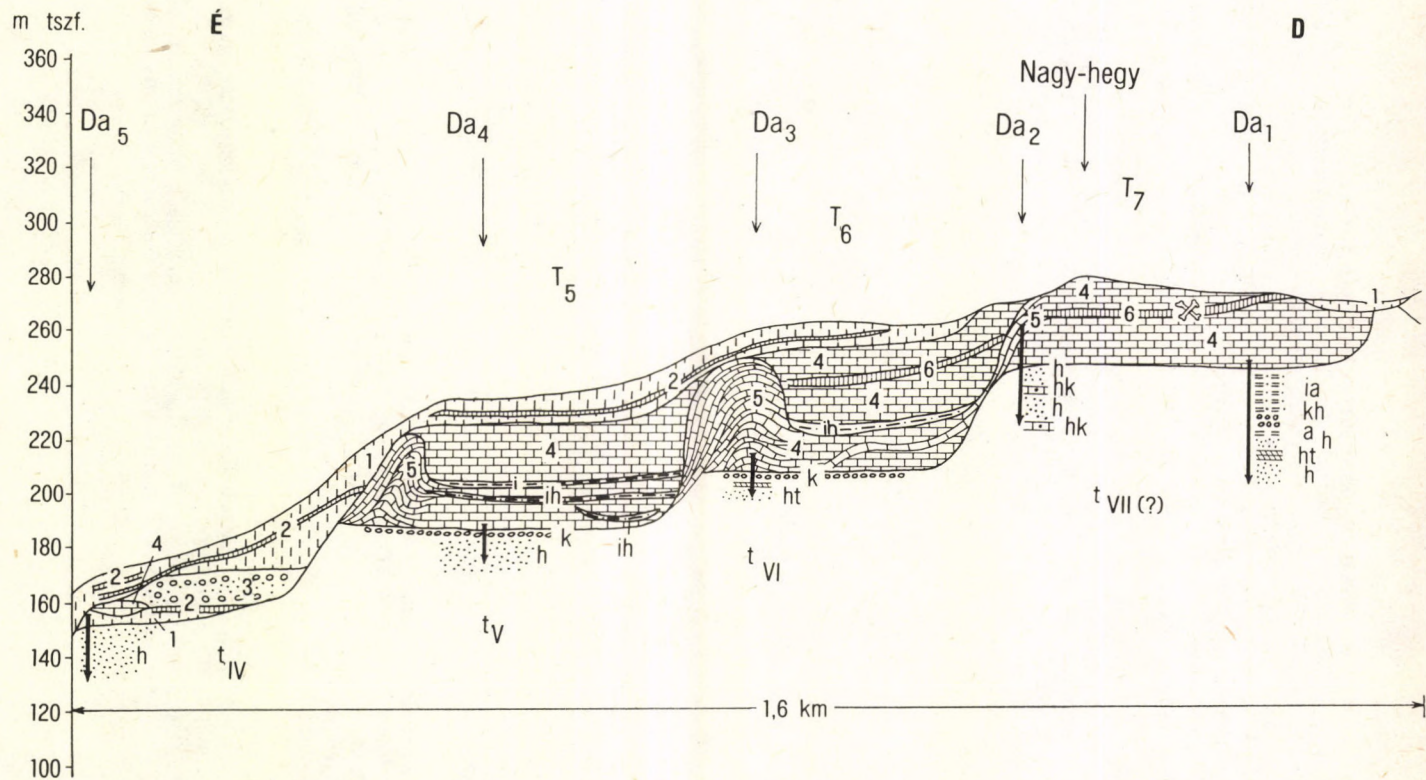


5. ábra. A Duna fiatalabb és idősebb hordalékkúpjai a Kisalföldön. — 1 = az idősebb hordalékkúp maradványai; 2 = az ópleisztocén hordalékkúp valószínű kiterjedése; 3 = fiatalabb hordalékkúp; 4 = a fiatalabb hordalékkúp határai; 5 = a mellékfolyók hordalékkúpjai; 6 = a Dunántúli-középhegység sasbércei; 7 = az alacsony teraszok övezete; 8 = idősebb teraszok övezete; 9 = a mellékfolyók hordalékszállításának iránya az ópleisztocén folyamán

Bakonyból és a Vértesből É-nak lefutó vízfolyások is lényegében egységes hordalékfelszín hoztak létre.

A mellékpatakok homokos-kavicsos hordalékukat a laza kőzetekből álló pannóniai üledékeken teregették szét, miközben eróziós tevékenységükkel széles hegylábi felszín is formáltak. Ennek a laza üledékeken kialakult hegységelőteri eróziós-hordalékkúpos hegylábfelszínnek (ún. eróziós glacis) a helyi erózióbázisa a Duna „idősebb hordalékkúp-síksága” volt (5. ábra). Ez utóbbi maradványait a Győr—tatai kavicsos terasz-szigethegyek képezik, amelyek jelenlegi tszf-i magassága 160—190 m. A Tatai-folyó (Ős-Által-ér) alsó és idősebb pleisztocén kori őse is a Bakony—vértesaljai nagy kiterjedésű hordalékfelszín építésében vett részt, teraszos völgyet a Vértes és a Gerecse peremén is azután kezdett mélyíteni, amikor már a Duna is kezdett bevágódni „idősebb hordalékkúpjának” É-i előterébe. Ezt az időszakot pedig a mindel-riss interglaciális elejére rögzítettük (PÉCSI M. 1959, 1964, 1971). A Gerecse Ny-i peremén a Tatai-folyó IV. és V.sz. terasza tulajdonképpen a fenti értelemben vett pleisztocén hegylábi hordalékkúp-képződménynek a része (5. ábra).





6. ábra. A Duna V—VII. sz. teraszai és édesvízi mészkőtakarójuk szelvénye Dunaalmáson (Szerk. PÉCSI M.—SCHWEITZER F.—SCHEUER Gy.). — 1 = lösz, lejtőlöss; 2 = fosszilis talaj a löszben; 3 = teraszkavics; 4 = édesvízi mészkő; 5 = tetarátá-gát; 6 = fosszilis talaj az édesvízi mészkőben; Da<sub>1</sub>—Da<sub>5</sub> = fúrások helye; t<sub>IV</sub>—t<sub>VII</sub> = teraszok; T<sub>5</sub>—T<sub>6</sub>—T<sub>7</sub> = édesvízi mészkőszintek; a = agyag; ia = iszapos agyag; ih = iszapos homok; h = homok; kh = kavicsos homok; ht = hidromorf talaj; hk = homokkő



## 4.6. Magasabb Duna-teraszok

A kisalföldi „idősebb hordalékkúp-képződménynek” a Duna-völgy középhegységi szakaszán viszont négy „magasabb” völgyi teraszképződmény felel meg. Vagyis, mialatt a Kisalföld relatíve süllyedő területén a Duna a hatalmas kiterjedésű idősebb hordalékkúp-síkságát építette, ezalatt az emelkedő középhegységi völgyszakaszban a VII., VI., V. és IV. sz. völgyi teraszok formálódtak ki. A Budapest környéki Duna-szakaszon is csak — az V. és IV. számmal jelölt — két hordalékkúp-terasz képződött, amit az Alföldnek a Kisalföldnél erősebb alsópleisztocén süllyedésével lehet kapcsolatba hozni.

A Duna magasabb völgyi teraszait a Gerecse É-i peremén és a Visegrádi-szorosban a mellékpatakok völgyei térben megszakítják, időben pedig ismétlődően feldarabolták és sok helyen elrombolták. A hegység-blokkok különböző intenzitású tektonikus elmozdulásai miatt pedig az egyes teraszszintek eltérő magassági helyzetbe kerültek. A genetikailag összetartozó szintek, ill. teraszanyagok párhuzamosítását részletes elemző vizsgálatokkal lehetett megközelíteni. A magas teraszszinteken a Duna hordalékanyaga számottevő vastagságban, ill. mennyiségben csak az édesvízi mészkővel takart foltokon maradt meg. Éppen ezeknek az édesvízi mészkővel fedett teraszoknak a geológiai korát sikerült megközelíteni, rögzíteni, egyrészt az édesvízi mészkőben talált fauna- és flóraleletek, másrészt mészkőrétegek közé települt fosszilis talajok és lösziszapok paleomágneses vizsgálati eredményeinek értékelése alapján. Dunaalmástól D-re a VI—VII. sz. teraszon fekvő vastag édesvízi mészkőtakaró rétegei közé zárt felsővillányi, kislángi faunával jellemzett (JÁNOSSY D. 1979) fosszilis talaj és homokos, löszös üledékek települnek. M.A. PEVZNER paleomágneses vizsgálatai alapján e rétegek mind fordított polaritásúaknak bizonyultak (6., 7. ábra).

A szóban forgó édesvízi mészkőkomplexum tehát — geológiai és geomorfológiai helyzete szerint és a paleomágneses abszolút kronológiai skála értelmében — a fordított mágneszettséggel jellemzett Matuyama időszak alatt képződött. Ez azt jelenti, hogy az édesvízi mészkőtakaró 700—800 ezer évnél korábban rakódott le. Az alatta fekvő VI. sz. terasz üledéke ennél idősebb, de még az alsópleisztocénhez sorolhatjuk. Korábban ezt a teraszt az ún. *dunai glaciálissal* párhuzamosítottuk (PÉCSI M. 1964, 12. p., 1964—1965).

Az V. sz. Duna-teraszon települő édesvízi mészkőben (Dunaalmás-Leshegy) *Elephas meridionalis* záfogakat találtak (KRETZOI M. 1953, SCHRÉTER Z. 1953). Az V. sz. Duna-teraszokat általában günz glaciális korinak határozták meg, amelynek helyességét az újabb paleomágneses vizsgálatok megerősítették.

## 5. A vértesszőlősi alsópaleolit kultúrát magába záró édesvízi mészkőtakaró geomorfológiai helyzete és abszolút kora

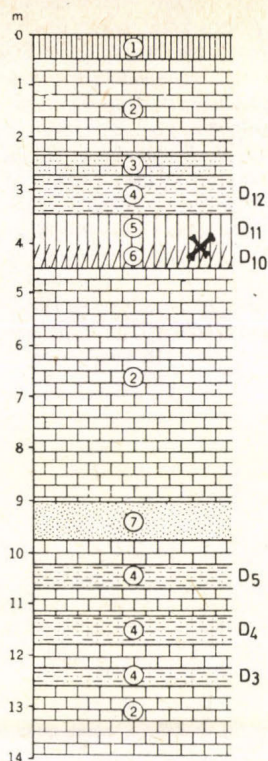
5.1. A Tatai-folyó magasabb teraszainak helyzetét Vértesszőlősnél az 1—3. ábrán rögzítettük.

A IV. sz. terasz az ártér felett 35—40 m magasságban elég széles és feltűnő párkánysíkot képez. A felszínt csupán néhány méter vastag löszös üledék borítja, amely alatt a kézi fúrások foltszerűen vékony, laza édesvízi mészkőpadot harántoltak. A terasz peremén, a feltárásokban, a Tatai-folyó hordalékára jellemző apróbb kavicsok kerültek elő.

E terasz korának meghatározására közvetlen helyi adatunk nincs. Közvetett módon mégis meghatározható a Tatai-folyó IV. sz. terasza. A folyó III. sz. teraszán — Vértesszőlősen — települt édesvízi mészkőtakarójának abszolút korát Th/U elemzéssel 248 ezer évesnek találtuk (G. J. HENNIG és társai 1983), ennek alapján a III. sz. terasz képződését a riss I. glaciállissal lehet párhuzamosítani. A Tatai-folyó IV. sz. terasza tehát az előbbinél mindenképpen egy teraszképződési ciklussal idősebb.

A Tatai-folyó V. sz. terasza (az ártér fölötti magassága 55—65 m) geológiai és geomorfológiai értelemben egyaránt meglehetősen összetett üledék- és formaegyüttest képvisel. A Gerecse-hegység triász mészkőrétegeihez egészen közel telepszik (1. ábra), ezért lehetséges, hogy a Tatai-folyó teraszanyaga és a völgyoldali lokális vízfolyások törmelékkipja, fosszilis talajok váltakoznak egy szelvényben egymással. A magfúrás alapján készült szelvény (4. ábra) tanúsága szerint a lösszel fedett vértesszőlősi vastag édesvízi mészkőtakaró alatt típusos völgyperemi allúvium, hegyláb felszín-alji prolúviális, delúviális és fluviális üledékösszetel telep-





7. ábra. A dunaalmási édesvízi mészkő (t7) szelvénye (a Da<sub>1</sub> és Da<sub>2</sub> fúrások között lásd 6.sz. ábrán) PÉCSI M.—SCHWEITZER F., M.A. PEVZNER, JÁNOSSY D. geomorfológiai, litológiai, paleomágneses és paleontológiai vizsgálatai szerint. — 1 = rendzina talaj; 2 = pados édesvízi mészkő; 3 = meszes finomhomokos mészkő; 4 = finomhomokos lösz; 5–6 = okkervörös talaj igen gazdag „felsővillányi” fauna csontmaradványokkal (alsópleisztocén); 7 = finomhomok; D<sub>3</sub>–D<sub>12</sub> = paleomágneses minták helye, a vizsgálatok szerint mind fordított mágnesessétségűek voltak

szik. E teraszrétgsorban két eltemetett vöröskeresztnű fosszilis talaj jelenléte azt bizonyítja, hogy a hordalékfelhalmozódás — a hordalékkúp-terasz-képződés — nagyon hosszú ideig tartott, sőt a fosszilis talajok kialakulása idején két ízben tartósan szünetelt. A fosszilis vörösfagyos talajok — típusukra nézve — mediterrán, száraz erdők alatt képződhetek. Az alsó vörösfagy-képződés eróziós diszkordanciával telepszik a harmadidőszaki agyagra.

A Tatai-folyó V. sz. terasza Vértesszőlős, Baj és Szomód irányában, a Gerecse hegylábi felszín végződésében hasonló magasságban, foltszerűen több helyen is térképezhető volt (3. ábra).

Ezzel szemben a Tatai-folyó bal parti völgyszakaszán az V. sz. terasz nagy kiterjedésű hordalékkúp-felszín képez. Az Által-ér magas helyzetű hordalékkúp-felszíne a Vértesszőlős és a Gerecse előterében az alsópleisztocén folyamán hosszú időn át formálódott, a Duna említett „idősebb hordalékkúpjával” egyidőben. A Tatai-folyó (Ős-Által-ér) és mellékpatakjaik a dunai hordalékkúp felé folyásuk közben medrüket, folyásirányukat változtatva szállították és halmozták fel üledékeiket.

**5.2. A Tatai-folyó fentebb jellemzett, V. sz. teraszára települt mintegy 10 m vastag édesvízi mészkőösszlet felső harmadában — lösziszappal tagolt pados rétegek közé zárva — találtam meg a vértesszőlősi alsópaleolit kavicseszközöket (1., 2. ábra).**

Az édesvízi mészkőösszlet ezen részének abszolút kora a Th/U elemzés szerint több mint 350 ezer évesnek bizonyult (PÉCSI M.—OSMOND J.K. 1973, PÉCSI M. 1973, G.J. HENNIG és társai 1983).

A vértesszőlősi ősember koponyáját magába záró édesvízi mészkőréteg korát G. J. HENNIG és társai (1983) ESR módszerrel közel hasonlóan, 333 ± 17 ezer évesnek találták.



H. P. SCHWARZ és A. G. LATHAM (1984) Th/U módszerrel végzett vizsgálatai alacsonyabb kordatálást eredményeztek. Az ősemberi eszközök feküje és fedője átlagos korát  $211 \pm 13$  ezer évesnek határozták meg. A kapott adatok azért alacsonyabb, mert a minták erősen kontamináltak voltak. SCHWARZ és LATHAM szerint az édesvízi mészkő mintáik erősen mésziszaposak ill. márgával szennyezettek voltak. Hasonlóan alacsonyabb ESR és Th/U abszolút kor értékeket adtak azok a márgás-iszapos rétegek a paleolit telep közvetlen fedőjében és fektüjében, amelyeket HENNIG és társai (1983) vizsgáltak (4. ábra).

A nem kontaminált édesvízi mészkőrétegből vett vértesszőlősi minták abszolút korát J. K. OSMOND, valamint G. J. HENNIG és tsai ismételt vizsgálatai több mint 350 ezer évesnek találták. Megvizsgáltattuk az édesvízi mészkőrétegek közé zárt löszös üledékek paleomágneses irányítottágát is. M. A. PEVZNER, a SZUTA Földtani Intézetének geofizikusa a szóbanforgó mintákat mind normális mágnesezettségűeknek találta. Ezt az információt — tekintettel az édesvízi mészkő geológiai-geomorfológiai helyzetére — úgy értékelhettük, hogy legalábbis a kultúrréteg a normális mágnesezettséggel jellemzett Brunhes paleomágneses időszak alatt keletkezett, tehát 700 ezer évesnél nem idősebb. Ezek az abszolút kronológiai adatok, ha nem is teljesen pontosan, de elegendő mértékben lehatárolják a vértesszőlősi édesvízi mészkőösszlet geológiai korát 350 és 700 ezer évek közé.

## 6. Következtetések

Az édesvízi mészkő relatív korának megítélésére legfontosabb adatot a teraszmorfológiai helyzet nyújtja. Mivel ez a Tatai-folyó ötödik, ártér feletti teraszán telepszik, amely — a középhegység előteri alsópleisztocén hordalékkúp formációs tartozéka — günz glaciális kori és az annál idősebb teraszképződményekkel párhuzamosítható. Ezt a teraszmorfológiai helyzet alapján álló kordatálást alátámasztja a Tatai-folyó II/b. és III. sz. teraszainak a  $R_{II}$  ill.  $R_I$  szakaszba történt besorolhatósága. Ezek alapján a Tatai-folyó IV. sz. teraszát a mindel glaciális szakaszra, valószínűleg annak második, befejező szakára rögzíthetjük.

Az előbbiekben ismertetett teraszmorfológiai körülmények és az abszolút kronológiai adatok<sup>3</sup> értékelése alapján, megítélésünk szerint a Tatai-folyó V. sz. teraszán települt édesvízi mészkő képződése valószínűleg már a günz-mindel interglaciálisban megkezdődött. A travertino alapzatában ugyanis folyóvízi homok és aprókavics váltakozik alig görgetett mészkőtörmelékkel és vörösiszap talajjal ill. mállástermékkel. Viszont az édesvízi mészkőtakaró felső harmadában előforduló löszös iszap és aprókavicsos homok közbetelepülések alapján valószínűsíthető, hogy az édesvízi mészkőösszlet azon része, amely a felső-bihari faunás ősemberi kultúrrétegeket hordozza, már a hűvösödő, de még nedves mindel anaglaciális szakaszban rakódott le. Az egykori melegforrás vonzotta magához az ősembert, aki a kultúrrétegek egymás fölötti ismétlődéséből ítélve, hosszú évezredekben át itt lakott.

<sup>3</sup> A vértesszőlősi édesvízi mészkő képződését a kapott Th/U abszolút kronológiai adatok alapján R. W. FAIRBRIDGE (1968), P. EVANS (1972), K. BRUNNACKER és társai (1982) pleisztocén tagolása szerint a mindel eljegesedést megelőző interglaciálisba (Cromer, Aftonian) lehet helyezni. P. EVANS valamennyi pleisztocén glaciális és interglaciális egy millió éven belül tagolja. Ezzel szemben vannak olyan újabb kronológiai beosztások, amelyek szerint a pleisztocén időszakot kb. 2,4–3 millió évre hosszabbítják meg (W. A. BERGGREN—J. VAN COUVERING 1974; J. CHALINE 1977; KRETZOI M. 1985; RÓNAI A. 1985). Az előbbiek a mindel glaciális 220–320 ezer évek közé, míg az utóbbiak 300–500 ezer évek közé helyezik vissza. Legújabban a jelenkort megelőző harmadik glaciális abszolút időtartamát 320–400 ezer évre számították (W. F. RUDDIMAN, N. J. SHACKLETON, A. MCINTYRE 1986). Ezért szükséges tehát megjelölni, milyen kortani etalon szerint értékeljük az egyes glaciális szakaszok abszolút korát.



- BERGGREN, W. A.—VAN COUVERING, J. 1974. The Late Neogene. — *Paleogeography, paleoecology, paleoclimatology* 16.1-2. 1-216.
- BRUNNACKER, K.—JÁNOSSY, D.—KROLOPP, E.—SKOFLEK, I.—URBAN, B. 1980. Das jungmittelpleistozän Profil von Süttő (Westungarn). — *Eiszeitalter u. Gegenwart* 30, pp. 1-18.
- BRUNNACKER, K.—LÖSCHER, M.—TILLMANN, W.—URBAN, B. 1982. Correlation of the Quaternary terrace sequence in the Lower Rhine Valley and northern Alpine foothills of Central Europe. — *Quaternary Research* 18.2. pp. 152-173.
- BULLA B. 1956. Folyóteraszproblémák. — *Földr. Közl.* 4. (80.) pp. 121-141.
- CHALINE, J. 1977. Essai de stratigraphie biologique et climatique du Pleistocène, du Pliocène et du Miocène. — *Corrélations avec la chronologie absolue, les variations du paléomagnétisme, et la chronologie climatique fondée sur les changements de végétations.* — Dijon, Institut des Science de la Terre. L.A. C.N.R.S. Table.
- EMILIANI, C. 1966. Paleotemperature analysis of Caribbean cores P 6304 and P 6304 -9 and general temperature curve for the past 425 000 years. — *Geol.* 74. pp. 109-126.
- EVANS, P. 1972. The present status of the determination in the Quaternary (with special reference to the period between 70 000 and 1 000 000 years age). — 24th IGC, Section 12. Quaternary Geology, Montreal. pp.10-21.
- FAIRBRIDGE, R. W. 1968. The encyclopedia of geomorphology. — New York, 1295 p.
- FRECHEN, J.—LIPPOLT, H. M. 1965. Kalium-Argon-Daten zum Alter des Lascher Vulkanismus. — *Eiszeitalter u. Gegenwart* 10. pp. 5-30.
- HENNIG, G. J.—GRÜN, R.—BRUNNACKER, K.—PÉCSI, M. 1983. Th-230/U-234 sowie ESR-Altersbestimmungen einiger Travertine in Ungarn. — *Eiszeitalter u. Gegenwart* 33. pp. 9-19.
- JÁNOSSY D. 1979. A magyarországi pleisztocén tagolása gerinces faunák alapján. — *Akad. K. Budapest*, 206 p.
- KRETZOI, M. 1953. Quaternary geology and the vertebrate fauna. — *Acta Geol. Hung.* 2. pp. 67-79.
- KRETZOI, M. 1985. Sketch of the biochronology of the Late Cenozoic in Central Europe. — *Problems of the Neogene and Quaternary.* — *Studies in Geography in Hungary* 19. *Akad. K. Budapest*, pp. 3-20.
- KRETZOI, M.—VÉRTES, L. 1964. Die Ausgrabungen der mindelzeitlichen (Biharien) Urmenschen-siedlung in Vértesszőlős. — *Acta Geol. Hung.* 8. pp. 313-317.
- KRETZOI, M.—VÉRTES, L. 1965. Upper Biharien (Intermindel) pebble-industry occupation site in western Hungary. — *Current Anthropol.* 6. pp. 74-87.
- PÉCSI M. 1959. A magyarországi Duna-völgy kialakulása és felszínalaklata. — *Földr. Monogr.* 3. *Akad. K. Budapest*, 345 p.
- PÉCSI, M. 1964. Ten years of physiogeographical research in Hungary. — *Studies in Geography in Hungary* I. *Akad. K. Budapest*, 131 p.
- PÉCSI, M. 1964-65. Les recherches concernant le Quaternaire de la Hongrie. — *Bull. d' Inform. Géol. du BRGM.* pp. 1-10, 1-7.
- PÉCSI, M. 1965. Der Lössaufschluss von Basaharc. — *Földr. Közl.* 13. (89.) 4. pp. 332-338.
- PÉCSI, M. 1970. Surfaces of planation in the Hungarian Mountains and their relevance to pedimentation. — *Problems of relief planation. Studies in Geography in Hungary* 8. *Akad. K. Budapest*, pp. 25-40.
- PÉCSI, M. 1971. The development of the Hungarian section of the Danube Valley. — *Geoforum* 6. pp. 21-32.
- PÉCSI, M. 1973. Geomorphological position and absolute age of the Lower Palaeolithic site at Vértesszőlős, Hungary. — *Földr. Közl.* 21. (97.) 2. pp. 109-115.



- PÉCSI, M.—OSMOND, J. K. 1973. Geomorphological position and absolute age of the settlement at Vértesszőlős of the Lower Palaeolithic prehistoric man in Hungary. — IX. Cong. Intern. Union of Quaternary Res. Abstract. Christchurch, New Zealand. 2-10 Dec. pp. 283-284.
- PÉCSI, M.—SCHEUER, Gy.—SCHWEITZER, F.—HAHN, Gy.—PEVZNER, M. A. 1985. Neogene-Quaternary geomorphological surfaces in the Hungarian Mountains. — Problems of Neogene and Quaternary. Studies in Geography in Hungary 19. Akad. K. Budapest, pp. 51-63.
- RÓNAI, A. 1985. Limnic and terrestrial sedimentation and the N/Q Boundary in the Carpathian Basin. — Problems of the Neogene and Quaternary in the Carpathian Basin. Studies in Geogr. in Hungary 19. Akad. K. Budapest, pp. 21-49.
- RUDDIMAN, W. F.—SHACKLETON, N. J.—MCINTYRE, A. 1986. North Atlantic sea-surface temperatures for the last 1.1 million years. — North Atlantic Palaeoceanography. Ed. by SUMMERHAYES, C. P.—SHACKLETON, N. J. Geological Society Special Publication 21. pp. 155-173.
- SCHEUER, Gy.—SCHWEITZER, F. 1973. The development of the Hungarian travertine sequences in the Quaternary. — Földr. Közl. 21. (97.) 2. pp. 133-144.
- SCHEUER Gy.—SCHWEITZER F. 1979. Tavi-mocsári és tetarátás típusú édesvízi mészkövek a Keleti-Gerecsében. — Földr. Közl. 27. (103.) pp. 106-124.
- SCHEUER Gy.—SCHWEITZER F. 1988. A Gerecse és a Budai-hegység édesvízi mészkőösszletei. — Földr. Tan. 20. Akad. K. Budapest, 129 p.
- SCHRÉTER Z. 1953. A Budai- és a Gerecse-hegység peremi édesvízi mészkő előfordulásai. — MÁFI Évi Jel. 1951-ről. pp. 111-148.
- SCHWARZ, H. P.—LATHAM, A. G. 1984. Uranium-series Age Determination of Travertines from the Site of Vértesszőlős, Hungary. — Journal of Archaeological Science 11. pp. 327-336.
- THOMA A. 1967. Az előember nyakszirtecsontja a vértesszőlősi őstelepről. — MTA Biológiai Osztály Közl. 10. pp. 1-20.
- VÉRTES, L. (ed.) 1964. Tata — eine mittelpaleolithische Travertin-Siedlung in Ungarn. — Archaeologia Hungarica 43. Budapest.
- VÉRTES L. 1969. Kavics Ösvény. (A vértesszőlősi előember regénye.) — Gondolat K. Budapest, 234 p.



## Tárgymutató

- abráziós fülke 30  
 abráziós kliff 29  
 abráziós terasz 30  
 abráziós termináns 30  
 agrogén domborzat 176  
 agroökológiai körzetesítés 167  
 agroökológiai potenciál-felmérés 167  
 alkalmazott geomorfológiai térképek 210–222  
 allochton gránitszirt 255  
 alpi övezet plutonja 255  
 antropogén felszínformáló folyamatok 176–178  
 antropogén hatású felszínfejlődés paroxizmusa 182  
 antropogén természeti folyamatok 177  
 autochton masszívum 253  
 aszimmetrikus völgymeander 23  
 állandóan bevágódó folyó 21  
 árapály hullámváz 29  
 árkoló (gully) erózió 12  
 ártérképződési szakasz 20  
 átmenő páros terasz 20
- badland 12, 81  
 biogeomorfológiai folyamat 175  
 blokkcsúszás 70
- csuszamlásos domborzat térképezése 214–216  
 csúszási felület 66  
 csúszásos földfolyás 70
- delúvium 12  
 delta szárnyterezés 32  
 denudációs kronológia 125–127  
 derázió 58–59  
 deráziós dombság 91  
 domborzat alakrajzi minősítése 185–188  
 domborzatátalakulás időtartama 195  
 domborzati egyensúly, ill. stabilitás minősítése 189, 193  
 domborzatminősítés erdő- és mezőgazdasági szempontból 217–222  
 Dunaföldvári formáció 151–156
- dunaföldvári földcsuszamlás 168–171  
 dunai országok főbb relief típusai 249–261  
 dunai országok geomorfológiai térképe 245  
 Duna teraszai és szintjei 36  
 Duna-teraszok helyzete 49–50  
 Duna-teraszok kora 44
- egyensúlyi folyómeder 23  
 egyszerűen gyűrt háthegység 258  
 elsődleges természeti szféra 182  
 elsőrendű vízfolyás 13  
 eltemetett deráziós völgy 93  
 eróziós barázda 79, 181  
 eróziós ciklustan 16  
 eróziós–deráziós völgy 90  
 evorziós üst 29  
 exogén folyamat 10  
 édesvízi mészkőszintek 131–133
- feltöltődő meder 24  
 fluvioeolikus síkság 260  
 fluviorapció 17  
 folyóelágazási arány (HORTON-féle) 14  
 folyóterasz deformáció 48  
 formák keletkezésük szerinti minősítése 199–200  
 formák korának minősítése 201–202  
 földcsuszamlás osztályozása 66  
 földrajzi környezet tagolódása 164–165, 184
- geliszoliflukció 72  
 geomorfológiai egység 13  
 geomorfológiai szint értelmezése 121  
 geomorfológiai térképezés koncepciója 196  
 geomorfológiai térképmagyarázó 203  
 gerinclejtő 60  
 girland 76  
 glaciateraszos völgyoldal 88
- harmad-negyedidőszaki határkérdés 134–136  
 hegycsuszamlás 67



heglábfelszín kora 142–145  
 heglábi lejtő 97–99  
 hidraulikus tevékenység 17  
 hidrogeográfiai térképezés 223–226  
 hordalék attríció 17  
 hordalékkúpos fedőüledék-összetétel 147–150  
 hordalékmozgató erő 17  
 hullámmorajlás 28  
 hullámtörés 29  
  
 idős masszívum izolált rögmaradványa 253  
 iszapfolyás 72  
  
 kanyarogva bevágódó meder 21  
 Kárpát-medence és környéke nagyszerkezeti egységei 265  
 kiegyenesített teraszos völgyoldal 86  
 kistáj 229  
 kollúvium 12  
 komplex geomorfológiai térkép 236–237  
 köpenyboltozat 264  
 kőtenger 65  
 kőzetomlás 62  
 kőzet- és földomlás 62  
 kőzetomlás néhány típusa 62–65  
 kőzettörmelék lassú száraz folyása 74  
 kriogén folyamat, forma, üledék osztályozása 84–85  
 krioplanáció 76  
 kriptotönk 140  
  
 lejtőderék 61  
 lejtőfejem 59  
 lejtőfazetta 59  
 lejtőirányú kőszávos talaj 76  
 lejtőláb 61  
 lejtőleemosás 12, 78  
 lejtőtörmelék száraz folyása 73  
 lejtőüledék genetikai típusa 102–105  
 lejtőüledék összetétel és fácies 108  
 lokális terasz 20  
 löszösszetétel 108  
 löszsorozat poligenetikus 110

Magyar-középhegység geomorfológiai szintjei 127  
 Magyarország főbb domborzattípusai 204–206  
 Magyarország 1:500 000-es geomorfológiai térképe 238–243  
 marinus erózió 28  
 mederabrázíó 17  
 mederbeli részfolyamat 17  
 meder eróziós állapota 17–18  
 mederkorrázíó 17  
 mezozoós sasbértípus 117–119, 140  
 mezozoós tönkfelszín betemetődése 115–119  
 mérnökgeológia feladata 162  
 mérnöki geomorfológia 158  
 mérnöki geomorfológiai célú térkép 211–216  
 mérnöki geomorfológia tárgya 159–160  
 mészkőszirt-öv 257–266  
 morfolotektonikai domborzati inverzió 123  
 mure, szeli 72  
  
 negatív parteltolódás 34  
 neogén abrázíós terasz 129, 132  
 normális esésgörbe 14  
  
 ofiolitos gyűrt tönkhegység 255  
 omladozás 62  
  
 ökológiai fácies 229  
 ökológiai fáciescsoport 229  
 ősmasszívum 251  
  
 Pannóniai-medence köpenyboltozatos és lemeztectonikai modell értelmezése 265–266  
 pannon térség mikrolemezei 264  
 parti turzás forma 33  
 partmenti áramlás 29  
 pediment 97–99  
 pediment glaciis 43–144  
 pediment völgyközi háta 98  
 pediplen 139  
 pleisztocén pediment, 143–144  
 pluton töréses tönkröge 251  
 policiklikus, komplex tectogén vonulat 253  
 pozitív parteltolódás 34  
 prolúvium 10



regionális egység 229  
regolit lassú mozgása 74  
rekesztő turzás 32  
remobilizált idős masszívum 253  
rétegsuszamlás 67  
romosodott sztratovulkán 259  
rögvidék 251

sárfolyás 73  
suvasadás 69  
suvasodás formák nevezéktana 69

szabad meander 20, 24  
szeletes földcsuszamlás 68  
szerkezeti-morfológiai domborzattípus 206  
sziklaterasz 20  
szoliflukció 72

takaróáttolódás 254  
takaróáttolódásos gerinces hátság 257  
takaróáttolódásos gerinces lánchegeység 257  
talajeróziós térkép 227  
talajfolyás 72  
talajpusztulás folyamata és formája 94–95  
Tatai-folyó teraszaira települt édesvízi mészkő-  
szint abszolút kora 280  
táblás felszín 252  
táblás tönkös sasbérc 252  
tájanalízis 231  
tájtípus 228–230  
technogenezis 179  
technogén domborzat 176  
technoszféra 179  
tengeri korrázio 28  
tengeri színű 35

tengerparti erózió 27  
teraszképződési szakasz 20  
természeti-gazdasági ökotóp 231  
természeti környezeti tényezők értékelése 231–233  
termőhelyek minősítése 231  
tényleges esésvonal 14  
típusos deráziós völgy 92  
Tisia 262  
Tisia elmélet 262  
tömegmozgás típusa 61  
tönkfelszín 114  
tönkfelszín-peneplén-formálódás 113  
tönkös röghegeység 254  
tönkös rögvidék 256  
töréss-gyűrt sasbérc-vonulat 256  
törmelékmozgásos lejtő 75

valódi vörösgyag kialakulása 156  
Vardar-öv 256  
vértesszőlősi alsópaleolit kultúra abszolút kora  
284–286  
vértesszőlősi lelőhely felfedezése 269  
vihardagály 29  
víz alatti turzás 32  
vízfolyások hossza 14  
vízhálózat-elemzés (HORTON-féle) 15  
vízhálózatsűrűség 14  
völgykanyarlatos egyensúlyi meder 23  
völgy- és mederszint 18  
völgykeresztmetszet osztályozása 19  
völgymeander 22  
völgytalp terasszá váló kivésése 89–90  
vörösgyag hegylábfelszíni helyzetben 154–156  
vörösgyagos sorozat 151–156



## Táblázatok jegyzéke

### A mozgóvíz eróziós formái

- |   |       |
|---|-------|
| 1. A földfelszíni külső (exogén) folyamatok . . . . . | 10–11 |
|---|-------|

### A magyarországi Duna-völgy teraszai és szintjei

- |   |    |
|---|----|
| 1. Teraszok és szintek a Duna 0-pontja felett a Visegrádi-szorosban m-ben . . . . . | 41 |
| 2. Teraszok és szintek a Duna 0-pontja felett a Gerecse É-i peremén m-ben . . . . . | 42 |

### Folyóteraszok deformációi és a tektonikus törések

- |   |    |
|---|----|
| 1. A Duna teraszszintjeinek magassági viszonyai Győr és Budapest között . . . . . | 50 |
|---|----|

### Lejtőmorfológia és negyedidőszaki lejtőüledék-képződés

- |  |         |
|--|---------|
| 1. A magyarországi pleisztocén kriogén folyamatok, formák és üledékek áttekintő osztályozása (PÉCSI M. 1966) . . . . . | 84–85   |
| 2. Talajpusztulás folyamatai és formái mérsékelt övi lejtős felszíneken (PÉCSI M. 1966) . . . . .                      | 94–95   |
| 3. A lejtőüledékek genetikai típusai (PÉCSI M. 1966) . . . . .   | 102–105 |

### Geomorfológiai szintek a Magyar-középhegységben

- |   |         |
|---|---------|
| 1. A Magyar-középhegység geomorfológiai szintjei (PÉCSI M. és társai 1985) . . . . .            | 127–128 |
| 2. A Dunántúli-középhegység későneogén-antropogén teraszai és édesvízi mészkőszintjei . . . . . | 132–133 |

### Negyedidőszaki üledékek kutatásának mérnökgeológiai vonatkozásai

- |  |         |
|--|---------|
| 1. A földrajzi környezet tagolódása és integrált, gyakorlati célú kutatása . . . . . | 164–165 |
|--|---------|

### A domborzati egyensúly megváltozása az ember műszaki-gazdasági tevékenysége következtében

- |  |     |
|--|-----|
| 1. A domborzat közvetlen és közvetett megváltozása az ember műszaki-gazdasági tevékenysége következtében (PÉCSI M. 1971) . . . . . | 178 |
|--|-----|

### Domborzatminősítés és tematikus térképezés

- |  |         |
|--|---------|
| 1. A domborzati formák minősítése kódolással a Vértes-hegység példáján erdő- és mezőgazdasági hasznosítás szempontjából (PÉCSI M.) . . . . . | 220–221 |
|--|---------|

### A vértesszőlői alsópaleolit lelőhely geomorfológiai helyzete és kora

- |  |     |
|--|-----|
| 1. A Duna ártéri szintjei és teraszai a Tatai-folyó torkolatánál . . . . .   | 278 |
| 2. A Tatai-folyó ártere és teraszai a vértesszőlői keresztmetszetben (a Dunától kb. 15 km-re) . . . . .  | 279 |
| 3. A Tatai-folyó teraszaira települt édesvízi mészkőszintek <sup>230</sup> Th/ <sup>234</sup> U és ESR vizsgálattal nyert abszolút kora (PÉCSI M.—OSMOND, J. 1973, HENNIG, G. J. és társai 1983) . . . . . | 280 |



## Ábrák jegyzéke

### A mozgóvíz eróziós formái

1. A vízfolyások száma és rendűsége, vízfolyás-sűrűség vázlata LEOPOLD-WOLMAN-MILLER szerint (1964)	13
2. Horton-féle vízhálózat elemzés (LEOPOLD-WOLMAN-MILLER nyomán, 1964)	15
3. A Duna hossz-szelvénye	16
4. A völgy és a meder közötti gyakori viszony általánosított vázlata	18
5. Völgykeresztmetszetek példaszerű osztályozása mérnöki szempontokat figyelembe véve	19
6. A Duna-ártéri üledékek felépítésének vázlata	21
7. A San Juan folyó kényszerített meanderei Utah államban (Foto: J. MUENCH)	22
8. Asszimetrikus völgymeander (CHORLEY 1974 nyomán)	23
9. Kanyargós egyensúlyi meder széles völgytalppal (E. V. SANCER 1951 szerint)	24
10. A szabad mederkanyarulatok fejlődése	25
11. A hullámok dinamikus zónái a partszegélyen	28
12. Az abráziós partszelvények kialakulásának egymás utáni fázisai V.P. ZENKOVICS szerint	30
13. Néhány parti turzás forma (V. P. ZENKOVICS példái alapján)	33

### A magyarországi Duna-völgy teraszai és szintjei

1. A Duna hordalékkúpja a Kisalföldön	37
2. Kavicspoligonok és kavicsgyűrűk a Kisalföld pleisztocén kori fiatalabb dunai hordalékkúpjában	38
3. A Kisalföld fiatalabb negyedidőszaki dunai hordalékkúpját átszelő kereszt-szelvény	39
4. A Duna-teraszok összefüggése a pliocén heglábfelszínnel a Gerecse peremén Lábatlannál	40
5. Szelvény a Pilismarót melletti Basaharc és Szob között	41
6. Duna-teraszok, hordalékkúpok és deltakavicsok a Pesti-síkságon	43
7. A Duna-völgy kereszt-szelvénye Óbuda és Kerepes között	44
8. Kereszt-szelvény a Duna-völgyi ártéren Mohács és Baja között (SÜMEGHY J. nyomán)	45

### Folyóteraszok deformációi és a tektonikus törések

1. A magyarországi Duna-teraszok magassági viszonyai (PÉCSI M. 1959)	49
2. Geomorfológiai szintek a Nyugati-Gerecsében Almásneszmély és Dunaszentmiklós szelvényében (PÉCSI M.—SCHEUER Gy.—SCHWEITZER F. 1984)	52
3. A Duna-völgyet keresztelő jelentősebb tektonikus törésvonalak feltételezhető iránya, teraszdeformációk elemzése alapján	54

### Felszínmozgásos folyamatok (derázio)

1. Lejtőformák CHOLNOKY J. (1926) nyomán	60
2. Jellegzetes lejtőalakzat szakaszainak nevezéktana	61
3. Parti omlás	62
4. Lejtőmálladék szakadásos csuszamlása szubtrópusi magashegységekben	63
5. Gravitációs törmelék, köllavinák, kőzetösszlet halmaz, kúpja	64
6. A csúszólap különböző helyzetei	66



7. Rétegsuszamlás (szőnyegszerű) a lejtővel kb. megegyezően dőlő agyagos üledékeken	67
8. Szeletes földcsuszamlás	68
9. A suvadás és suvadásos formák nevezéktana (D. J. VARNES 1958. nyomán, kiegészítve)	69
10. Földfolyásos földcsuszamlás	71
11. A törmelék lassú mozgása füves talaj alatt	75
12. Negyedidőszaki üledékeken, állandóan fagyott talajon található mikro- és középformák (Sz. G. BOCS nyomán, in A. GORSHKOV—A. YAKUSHOVA 1967)	77
13. Girlandos szoliflukció (Sz. G. BOCS nyomán, in A. GORSHKOV—A. YAKUSHOVA 1967)	78
14. Az eróziós barázda (1) kifejlődése vízmosásos árokká (2) és szakadékos völgygé (3)	79
15. Felszínmozgásos domborzat geomorfológiai térképének jelkulcsa	80

## Lejtőmorfológia és negyedidőszaki lejtőüledék-képződés

1. Lejtőüledékekkel kiegyenlített teraszos völgyoldal	87
2. Lejtőüledék alá temetett teraszos völgyoldal	88
3. Lejtőüledékből kiformált pediment-glaciteraszos völgyoldal	89
4. Deráziós dombság, lapos deráziós völgyekkel sűrűn tagolt típusa	91
5. Lejtőüledékekkel feltöltött hajdani eróziós völgy	92
6. Egyszerű eltemetett deráziós völgy	96
7. Több ütemben kitöltött és eltemetett deráziós völgy	96
8. Lejtőösszel betemetett deráziós völgyek	97
9. Pediment és völgyközi hátainak lejtőüledékei	99
10. Feltöltődött deráziós völgy relief inverziós helyzetben	100
11. Deráziós völgyek alakította pleisztocén pediment általánosított szelvénye	101
12. Pediment lepusztulás ferdén rétegzett korrelatív üledéke	106
13. Lejtőhordalék-talajjal kitöltött deráziós völgy (Készítette: KAISER M.)	107
14. A morfológiai és a klíma viszonyoktól függő lejtőüledék-képződés	108
15. A felsőpleisztocén lejtőüledékek tagolásának általánosított szelvénye	109

## Tönkös sasbércek a Magyar-középhegységben

1. A sasbércek és árkok főbb morfogenetikai típusai a Dunántúli-középhegységben (PÉCSI M.)	117
2. A Budai-hegység sasbérceinek geomorfológiai típusai (PÉCSI M. 1975, WEIN Gy. 1977)	118

## Geomorfológiai szintek a Magyar- középhegységben

1. Geomorfológiai szintek és genetikai domborzattípusok a Vértes—Velencei-hegyvidéken (PÉCSI M.)	122
2. Geomorfológiai szintek a Budai-hegységben (PÉCSI M.—SCHEUER Gy.—SCHWEITZER F.)	124
3. Geomorfológiai szintek a Gerecse előterében (PÉCSI M.—SCHEUER Gy.—SCHWEITZER F. 1988)	134
1. kép. Fedett trópusi toronykarszt. Budai-hegység, Hárshegy (PÉCSI M.)	126

## Pliocén-pleisztocén hegyláb felszín és hordalékösszlet a Mátraalján

1. A Mátraalji külszíni lignitbánya kronológiai szelvénye. (Paleomágneses vizsgálatok: MÁRTON P., litosztratigráfiai és paleopedológiai felvételek: PÉCSI M., SCHWEITZER F., SZEBÉNYI E., BALOGH J., SZOKOLAI Gy. Fauna meghatározások: KRÉTZOI M.)	148
---	-----



## A vörösgyagok geomorfológiai helyzete és földtani kora

1. Dunaföldvár löszszelvényeinek korrelációja, paleopedológiai és paleomágnese vizsgálata (PÉCSI M. és társai 1980)	152
2. Vörösgyag-rétegek elhelyezkedése a Mátraalján (Abasár)	153
3. A mátraalji hegylábfelszín-maradvány földtani szelvénye (hatvani téglagyár)	155

## Negyedidőszaki üledékek kutatásának mérnökgeológiai vonatkozásai

1. A dunaföldvári löszös magaspárt fúrászelvényeinek helye	169
2. A dunaföldvári Kálvária-domb egyszerűsített földtani szelvénye	170

## Domborzatminősítés és tematikus térképezés

1. Zala megye orográfiai domborzattípus térképe (PÉCSI M., BALOGH J. 1985)	187
2. Zala megye izovonalas reliefenergia térképe (KAISER M-né 1985)	188
3. Dunántúli-dombság völgy-sűrűségi térképe (BALOGH J.—MEZEI E. 1981)	189
4. Hegységi, dombsági, síksági domborzat lejtőkategória térképe (BALOGH J. 1983)	190
5. Hegységi, dombsági, síksági domborzat lejtőkitettségi térképe (BALOGH J. 1983)	191
6. A Vértes-hegység uralkodó domborzati szintjei (BOKOR P.)	192
7. Csuszamlásos domborzat minősítése Dunaföldvár környékén (PÉCSI M.—SCHEUER Gy.—SCHWEITZER F. 1979)	194
8. A felszíni kőzetek ábrázolása a Balaton és környéke geomorfológiai térképén (PÉCSI M. 1969)	198–199
9. A Kárpát-Balkán hegységrendszer és környéke szerkezeti-morfológiai térképe (PÉCSI M. 1984)	208
10. Részlet a „Kamaraerdő” mérnökgeomorfológiai térképéből (SZILÁRD J.)	212
11. Felszínmozgásos domborzat geomorfológiai térképe (ÁDÁM L.—SCHWEITZER F. 1985)	216–217
12. Domborzatminősítési térkép a Vértes-hegységből (PÉCSI M.)	222
13. Részlet a hidrogeográfiai térkép folyóábrázolásából (SOMOGYI S. szerint)	224
14. Részlet a hidrogeográfiai térkép területábrázolásából (SOMOGYI S. szerint)	225
15. A domborzatot formáló jelenkori geomorfológiai folyamatok (LOVÁSZ Gy. 1985)	226
16. Tájökológiai típusok a Vértes- és a Velencei-hegységben (PÉCSI M. 1988)	230

## A dunai országok geomorfológiai térképe

1. Táblás síkság és réteglépcsős vidék	248
2. Pajzsvidek ősi peneplénje	251
3. Tönkös hegységek plutonizálódott, töréses-gyűrű szerkezetű idős masszívumokban	252
4. Tönkröghegység, gyűrű-töréses szerkezetű, remobilizált autochton ősi masszívumon	253
5. Régi masszívumok izolált sasbércei, exhumált vagy eltemetett mezozoos tönkösödött felszínekkel	253
6. Gerinces magashegység és tönkös háhegység, policiklikus komplex tektonogen szerkezeteken	254
7a., 7b. Remobilizált masszívumok	254
8. Allochton gránit szirt	255
9. Ofiolitos gyűrű tönkös, tömeges hegység	255
10. Tönkös sasbércvonulat, gyűrű-pikkelyes szerkezeteken	256
11. Tönkös sasbércek, gyűrű-töréses szerkezeteken	256
12. Karsztos felföld gyűrű takarós, áttolódásos takarós szerkezeteken	257
13. Letarolt gyűrű flis hegység	257



14. Gerinces lánchegység fiatal (törésses) gyúrt szerkezeten	258
15. Karsztos fennsík, karsztos felföld erősen gyúrt és feltolódásos, pikkelyes szerkezeteken	258
16. Egyszerű gyúrt mészkőhegy és monoklinális flis fennsík	258
17. Hargita típusú fiatal posztpannoniai vulkáni hegység	259
18. Hordalékkúp-síkság	260
19. Folyóvízi-tavi síkság; folyóvízi-mocsári síkság	260
20. Hegylábfelszín	261
21. Kárpát-Pannon-Dinarid térség nagyszerkezete kialakulásának modellje (SZÁDECZKY-KARDOSS E. 1973 szerint)	263
22. Kárpát-Pannon-Dinarid terület neopalpin szubdukciói és a kapcsolatos övezetek vonulata (SZÁDECZKY-KARDOSS E. 1973 szerint)	264
23. A Kárpát-medence és környéke nagyszerkezeti egységének származtatása és fő szerkezeti vonalak - felsőoligocén állapot (WEIN Gy. 1978)	265

## A vértesszőlősi alsópaleolit lelőhely geomorfológiai helyzete és kora

1. A Nyugati-Gerecse geomorfológiai szintjei	270
2. A Tatai-medence teraszainak és édesvízi mészköveinek helyzete Vértesszőlősnél	271
3. Vértesszőlő és Tata környékének geomorfológiai térképe (PÉCSI M. és SCHWEITZER F. 1: 10 000 méretarányú kézíratos térképének alapján kicsinyítve)	272–273
4. A vértesszőlősi alsópaleolit I. sz. lelőhelyének rétegsora	274
5. A Duna fiatalabb és idősebb hordalékkúpjai a Kisalföldön	282
6. A Duna V–VII. sz. teraszai és édesvízi mészkőtakarójuk szelvénye Dunaalmáson (PÉCSI M.—SCHWEITZER F.—SCHEUER Gy.)	283
7. A dunaalmási édesvízi mészkő (t <sub>7</sub> ) szelvénye (PÉCSI M.—SCHWEITZER F.—M. A. PEVZNER, JÁNOSSY D. geomorfológiai, litológiai, paleomágneses és paleontológiai vizsgálatai szerint)	285

## AZ ELMÉLET-MÓDSZER-GYAKORLAT sorozatunk következő (54.) kötete:

### Pécsi Márton: Negyedkor és löszkutatás

A 10 fejezetre tagolódó könyv részletes bevezetője (1. fejezete) a jégkorszak kialakulásának okait, körülményeit, jelentőségét és a kutatómódszereket mutatja be a löszképződés szempontjából.

Három fejezet (2–4.) összehasonlító módon elemzi és értékeli a löszök elterjedését, fizikai, kémiai és ásványos összetételét, litológiai tulajdonságait, a löszrtegek közé eltemetett őstalajok, homokrétegek és a szerves életmaradványok szerepét a löszös rétegsorok kronológiai tagolása szempontjából.

Az 5. fejezet a löszök és löszszerű képződmények osztályozásával és a lösz- ill. kvarcsemcsék keletkezését magyarázó főbb elméletekkel és azok kritikájával foglalkozik.

A lösz és a benne eltemetett őstalajok egymással való ciklikus váltakozása kétségtelenül a jégkorszaki klímaváltozásokat tükrözi vissza. A ciklusok számáról, időtartamáról, a paleoökológiai körülményekről különböző magyarázatok, eltérő elméletek születtek. Ezek kritikája és felhasználási lehetőségük elemzése, értékelése a könyv visszatérően sarkalatos témája (6–8. fejezet).

Két esettanulmány (9–10. fejezet) a Kínai-löszfennsík és a Középső-Duna-medence löseit, többek között a lösz és a negyedkor kronológiai tagolási lehetőségeit veszi számba a legújabb elemzések eredményei alapján. Fontos konklúzió, hogy a felső- és középsőpleisztocén jeges és jégmentes klímaváltozások egymásutánjára, időtartamára a legmegbízhatóbb információt a Milanković-féle időskála, ill. az azzal való összehasonlítás nyújthatja.

A könyvben foglalt sokoldalú ismeretek korszerű szintézisét az oktatók, a témakört kutató geográfusok, geoökológusok, pedológusok, a környezetváltozás rekonstrukcióját elemző szakemberek és az egyetemi hallgatók is jól hasznosíthatják.







A tanulmánygyűjtemény a szerzőnek az elmúlt évtizedekben jórészt csak idegen nyelven megjelent, leglényegesebb eredményeit tartalmazó értekezéseit foglalja egy kötetbe.

A tanulmányok egy része a néhány leggyakoribb domborzatformáló folyamatot – erózió, derázió, planáció – elemzi. Más csoportjuk Magyarország és környéke jellemző domborzat formáinak – tönkök, heglábfelszínek, teraszok – típusait és kialakulásuk főbb szakaszait értelmezi.

További tanulmányok a domborzat sajátos geomorfológiai térképezésének elvével, módszereivel, az ilyen tematikus térképek jelkulcsainak és tartalmi megjelenítésének értékelésével foglalkoznak.



A domborzat a természeti környezet fontos része. Ezért minősítése, előnyös ill. hiányos adottságainak ismerete is alapvető a tájnak, ill. a környezetnek bizonyos gyakorlati – mezőgazdasági, építkezési, üdülési stb. – célokból való hasznosításához.

A mű a geográfusokon és rokontudományi szakembereken, tervezőkön, terület-hasznosítással foglalkozókon kívül – tan- és kézikönyv jellegére való tekintettel – felsőoktatási igényeket is kielégít.